

COMMUNAUTE FRANCAISE DE BELGIQUE  
ACADEMIE UNIVERSITAIRE WALLONIE-EUROPE  
FACULTE UNIVERSITAIRE DES SCIENCES AGRONOMIQUES  
DE GEMBLoux

**Mesure et analyse du transport advectif de CO<sub>2</sub> dans  
une forêt sur versant**

Bernard Heinesch

Dissertation originale présentée en vue de l'obtention du  
grade de docteur en environnement

Promoteur : Pr. Marc Aubinet

*2007*

Copyright Aux termes de la loi belge du 22 mars 1886, sur le droit d'auteur, seul l'auteur a le droit de reproduire cet ouvrage ou d'en autoriser la reproduction de quelque manière et sous quelque forme que ce soit. Toute photocopie ou reproduction sous autre forme est donc faite en violation avec la loi.

**Heinesch Bernard. (2007). Mesure et analyse du transport advectionnel de CO<sub>2</sub> dans une forêt sur versant (thèse de doctorat). Gembloux. Faculté Universitaire des Sciences Agronomiques, - p. 183, - tabl. 4, - fig. 58**

**Résumé:**

La technique micro météorologique de covariance de turbulences est utilisée pour estimer les échanges de CO<sub>2</sub> entre les écosystèmes et l'atmosphère. Des centaines de sites instrumentés, répartis dans le monde entier, l'utilisent désormais pour étudier une grande variété d'écosystèmes. Cette technique est cependant entachée d'une erreur systématique lorsqu'elle est appliquée sur des couverts hauts comme des forêts, en conditions atmosphériques stables, c'est-à-dire essentiellement pendant les nuits peu venteuses et sans couverture nuageuse. Pendant ces périodes, en effet, le transport turbulent serait concurrencé par un autre mécanisme de transport qui est l'advection. Dans ce travail, la présence d'advection a été testée sur le site expérimental forestier de Vielsalm (Belgique) et son importance a été évaluée. A cette fin, un dispositif expérimental permettant des mesures de vitesse de vent, de concentration de CO<sub>2</sub> et de température de l'air à l'intérieur de la forêt a été installé. Il a permis la mise en évidence, pendant les périodes stables, d'écoulements gravitationnels se réalisant près du sol suite au refroidissement des surfaces et à la présence d'une faible pente. Il a été montré que ces écoulements étaient responsables du transport advectionnel de CO<sub>2</sub>. Une analyse d'incertitude a été menée à l'aide de campagnes de mesures spécifiques. Elle a conclu à la faisabilité des mesures de gradients verticaux et surtout horizontaux de CO<sub>2</sub> sur le site mais a montré que le plus grand facteur d'incertitude portait sur les estimations de la composante verticale de la vitesse au-dessus de et dans la forêt. Malgré ces incertitudes, une analyse fine des épisodes gravitationnels a permis de mettre en évidence un mécanisme cohérent liant les écoulements d'air et le champ des concentrations de CO<sub>2</sub> et permettant de mieux comprendre comment le CO<sub>2</sub> pouvait être transporté latéralement et verticalement par les écoulements gravitationnels. Finalement, la faisabilité d'une correction basée sur l'estimation des termes advectionnels a été évaluée. Il a été montré que les incertitudes portant sur l'advection étaient trop importantes pour permettre d'améliorer sensiblement le bilan nocturne des flux de CO<sub>2</sub> au moyen de cette méthode. Celle-ci s'avère toutefois intéressante pour mieux comprendre les processus de transport à l'œuvre dans un couvert forestier.

**Heinesch Bernard. (2007). Measurement and analysis of the CO<sub>2</sub> advective transport in a sloping forest (PhD Thesis). Gembloux, Belgium. Gembloux Agricultural University,**

**- p. 183, - tabl. 4, - fig. 58**

Summary:

The micrometeorological technique of eddy-covariance is used for the estimation of the CO<sub>2</sub> exchange between the ecosystems and the atmosphere. Hundreds of instrumented sites, spread all over the world, use it henceforth to study a great variety of ecosystems. This technique is however affected by a systematic error when applied above tall canopies like forests, in stable atmospheric conditions, i.e. primarily during non windy nights without cloud cover. Indeed, during these periods the turbulent transport would be competed with by another transport mechanism which is called advection. In this work, the presence of advection has been tested on the experimental forested site of Vielsalm (Belgium) and its importance has been evaluated. For this purpose, an experimental set-up allowing the measurements of wind velocity, CO<sub>2</sub> concentration and temperature of the air inside the forest has been installed. It has allowed the description, for the stable periods, of gravitational flows being carried out close to the ground due to the cooling of surfaces and the presence of a weak slope. These flows were shown to be responsible for advective CO<sub>2</sub> transport. An uncertainty analysis has been carried out using dedicated measurement campaigns. It has conclude with the feasibility of measurements of vertical and especially horizontal CO<sub>2</sub> gradients on the site but has shown that the greatest factor of uncertainty related to the estimate of the vertical velocity component above and in the forest. In spite of these uncertainties, a fine analysis of the gravitational episodes has made it possible to highlight a coherent mechanism linking the flow field and the CO<sub>2</sub> concentration field and making it possible to better understand how CO<sub>2</sub> could be transported laterally and vertically by the gravitational flows. Finally, the feasibility of a correction based on the estimate of the advective terms has been evaluated. It has been shown that uncertainties relating to advection were too important to make it possible to appreciably improve the night assessment of CO<sub>2</sub> fluxes by means of this method. This one proves however interesting for better understanding the processes of transport at work in a forest cover.



# Remerciements

Mes premiers remerciements vont à Marc Aubinet, promoteur de cette thèse. Ses qualités scientifiques indéniables, associées à un travail acharné lui ont permis de développer un cadre de recherche enviable pour de jeunes doctorants. Ainsi, au-delà de la réalisation de cet ouvrage, il m'a permis d'aborder de nombreux aspects du travail de chercheur. Je pense à l'apprentissage du travail expérimental, à la gestion routinière d'un site de mesure, à la présentation des résultats devant les spécialistes européens et même mondiaux du sujet, à la participation à une expérience d'envergure regroupant plusieurs équipes européennes et à l'enseignement de matières pointues devant des chercheurs débutants. Toutes ces opportunités représentent un dividende du travail qu'il fournit depuis de nombreuses années. Je te remercie aussi, Marc, pour la confiance que tu m'as accordée à l'aube de ce travail et qui m'a permis de réorienter ma carrière vers la recherche. Tes qualités pédagogiques, ton pragmatisme et ta grande disponibilité auront été un exemple pour moi.

Je voudrais aussi remercier Michel Yernaux, technicien dans notre unité. Il est la cheville ouvrière du site expérimental de Vielsalm, notre outil de base, depuis sa création il y a plus de 10 ans. Il a installé le dispositif expérimental de mesure de l'advection à Vielsalm et sur d'autres sites européens et en a assuré la maintenance. Ses anémomètres soniques bidimensionnels furent d'une grande utilité dans cette étude. Michel, tu as été un compagnon de voyage bien agréable au cours de nos pérégrinations européennes. Ton inventivité foisonnante, ton autodérision salvatrice et ton bestiaire de l'advection auront égayé toutes ces années. Je te souhaite, un peu prématurément, une retraite longue, active et bien méritée.

Ce travail a aussi profité des échanges scientifiques au sein du groupe européen ADVEX. En particulier, je tiens à remercier Christian Feigenwinter pour les nombreuses discussions et les échanges de données, de code et d'articles que nous avons eus.

Un grand merci à toutes les personnes que j'ai côtoyé dans l'unité de Physique des Biosystèmes (Alain, Amélie, Bernard, Christine, Didier, Dominique, Fred, Julien, Pierre, Quentin, Madeleine, Marie, Martine) et à Jules Deltour grâce à qui j'y ai fait mes premières armes.

Merci enfin à mes parents pour les multiples coups de mains organisationnels, à Joachim, Zoé et Zazie pour m'avoir si bien retardé dans la réalisation de ce travail (le moins de Lenz doit y être pour quelque chose) et à Aude pour ... tout le reste.

Bernard



# Table des matières

<b><i>I. ETAT DE LA QUESTION</i></b> .....	<b><i>1</i></b>
<b>1. Introduction</b> .....	<b>2</b>
<b>2. Théorie</b> .....	<b>8</b>
2.1. Equation de conservation d'un scalaire.....	8
2.2. Système de coordonnées .....	15
2.3. Caractérisation de la couche limite atmosphérique nocturne.....	17
<b>3. Etat de la question</b> .....	<b>24</b>
3.1. Applications de la méthode de covariance de turbulences.....	24
3.2. Sous-estimation des flux de nuit .....	27
3.3. Causes possibles de la sous-estimation des flux de nuit .....	28
3.3.1. La densité de flux turbulent vertical.....	29
3.3.2. La densité de flux de stockage .....	31
3.3.3. Les densités de flux advectifs.....	32
3.3.3.1. Intégration du terme d'advection verticale.....	35
3.3.3.2. Intégration du terme d'advection horizontale .....	36
3.3.4. La divergence de la densité de flux turbulent horizontale.....	37
3.4. Processus physiques responsables de l'advection .....	38
3.5. Correction $u^*$ .....	41
3.6. Objectifs du travail .....	45
<b><i>II. METHODOLOGIE</i></b> .....	<b><i>47</i></b>
<b>4. Matériel et méthode</b> .....	<b>48</b>
4.1. Description du site expérimental.....	48
4.1.1. Vielsalm .....	48
4.2. Système expérimental permanent.....	51

4.2.1. Système de mesure de covariance de turbulence .....	51
4.2.2. Station météo.....	52
4.3. Mesure directe de l'advection .....	54
4.3.1. Structure générale du dispositif.....	54
4.3.2. Historique des campagnes .....	56
4.3.3. Mesure des concentrations de CO <sub>2</sub> .....	57
4.3.3.1. Description du système de prélèvement et de mesure.....	57
4.3.3.2. Caractéristiques des tubes des filtres et de l'analyseur de gaz .....	60
4.3.3.3. Stratégie de prélèvement .....	61
4.3.4. Mesure des vitesses de vent.....	63
4.4. Méthodologie de la mesure .....	65
4.4.1. Estimation de la vitesse verticale au moyen de la méthode PFM(S) .....	65
4.4.1.1. Sélection des données.....	67
4.4.1.2. Régression linéaire .....	67
4.4.1.3. Détermination du nouveau référentiel .....	69
4.4.1.4. Calcul de $\bar{w}$ .....	70
4.4.1.5. Représentation graphique .....	71
4.4.2. Méthodes alternatives pour le calcul de $\bar{w}$ .....	71
4.4.2.1. Correction d'angle d'attaque .....	71
4.4.2.2. Obtention de $w$ par l'équation de continuité .....	72
<b>5. Incertitudes de mesures .....</b>	<b>74</b>
5.1. Incertitude de mesure des concentrations de CO <sub>2</sub> .....	74
5.2. Incertitudes de mesure des vitesses de vent .....	80
5.2.1. Vitesse horizontale sous le couvert .....	80
5.2.2. Vitesse verticale .....	80
5.2.2.1. Etablissement de la PFMS.....	81
5.2.2.2. Incertitude sur l'estimation de la vitesse verticale par la PFMS .....	85
5.2.2.3. Obtention de la vitesse verticale par l'équation de continuité.....	87
<b><i>III. RESULTATS.....</i></b>	<b>92</b>
<b>6. Sous-estimation des flux nocturnes.....</b>	<b>93</b>
<b>7. Ecoulements gravitationnels.....</b>	<b>102</b>

7.1. Mise en évidence .....	103
7.2. Critère de tri des écoulements spécifiques sous la canopée .....	110
7.3. Mécanismes d'apparition .....	111
7.4. Lien avec la vitesse verticale.....	115
7.5. Impact de la direction du vent ambiant .....	118
7.6. Impact sur le champ des $[CO_2]$ .....	128
7.6.1. Introduction .....	128
7.6.2. Gradients verticaux de $CO_2$ .....	129
7.6.3. Gradients horizontaux de $CO_2$ .....	134
7.6.4. Hypothèse de dilution et réponse directionnelle .....	138
7.7. Discussion .....	141
<b>8. Bilan des flux de <math>[CO_2]</math>.....</b>	<b>143</b>
8.1. Caractérisation de l'advection.....	143
8.1.1. Advection horizontale .....	143
8.1.1.1. Intégration verticale du gradient horizontal de $[CO_2]$ .....	144
8.1.1.2. Intégration verticale de la vitesse de vent horizontale .....	146
8.1.1.3. Intégration verticale de l'advection horizontale .....	150
8.1.2. Advection verticale.....	154
8.2. Bilan des flux .....	156
<b>9. Résumé, conclusions et perspectives .....</b>	<b>164</b>
<b>10. Bibliographie.....</b>	<b>174</b>

---

# **I. ETAT DE LA QUESTION**

# 1. Introduction

L'intérêt pour l'étude des échanges de CO<sub>2</sub> entre la biosphère terrestre et l'atmosphère n'a cessé de croître au cours des dernières décennies. En effet, après la vapeur d'eau dont la concentration atmosphérique dépend essentiellement de la température, le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) constitue le composé qui possède l'impact le plus important sur l'effet de serre. D'après les estimations de l'[IPCC \(2001\)](#), il est en effet responsable de 53% du réchauffement actuel lié à l'effet de serre ([IPCC 2001](#)).

Dans ce contexte, le bilan global de carbone fait l'objet d'études approfondies. Celles-ci ont montré que les plus grandes incertitudes provenaient des échanges entre la biosphère terrestre et l'atmosphère. S'il est reconnu que les écosystèmes terrestres se comportent globalement comme un « puits » de carbone (c'est-à-dire qu'ils absorbent plus de CO<sub>2</sub> qu'ils n'en émettent) ([Ciais et al., 1995](#) ; [Keeling et al. 1995](#); [Schimel 1995](#); [Cramer et al. 2001](#); [Grace 2004](#)), il subsiste des problèmes dans la détermination de la répartition de ce puits entre les différentes régions du globe. D'une part, les méthodes qualifiées de 'top-down', qui prédisent la distribution spatiale de ce puits en se basant sur les mesures de concentrations dans l'atmosphère effectuées à l'échelle du globe et sur des modèles de transport global, suggèrent que le puits est important sur les continents dans l'hémisphère Nord ([Ciais et al., 1995](#)). D'autre part, ces résultats semblent contredits par les méthodes d'inventaires qui compilent les mesures d'incrément de biomasse terrestre et qui suggèrent un puits plus faible sur les continents ([Houghton, 2003](#); [Schimel, 1995](#)). Ces contradictions ont engendré des débats intenses dans les cercles scientifiques dès le début des années 90. La publication du protocole de Kyoto ([United Nations Framework Convention on Climate Change, 1997](#)), permettant aux

nations d'inclure les puits naturels dans leurs inventaires de mesures de réduction de gaz à effet de serre a accentué le débat et lui a donné un caractère plus politique.

Les forêts jouent un rôle central dans ces études parce qu'elles contiennent 80 % du carbone organique contenu dans la biomasse terrestre aérienne et 40 % du carbone organique souterrain (Dixon, 1994; Dixon *et al.*, 1994). De plus, des mesures directes de flux de CO<sub>2</sub> ont suggéré que les taux d'assimilation nets dans les forêts étaient importants (Wofsy *et al.*, 1993 ; Valentini *et al.*, 2000). La raison pour laquelle les forêts se comportent, à l'échelle du globe, comme des puits nets de CO<sub>2</sub> n'est pas complètement élucidée. Les causes généralement avancées sont une tendance à la régénération des écosystèmes forestiers suite à la déforestation des siècles précédents et une réponse de l'assimilation nette des forêts au changement climatique ou aux effets fertilisants du CO<sub>2</sub> ou de l'azote (Houghton, 2000).

Dans le but de mieux quantifier et de mieux comprendre les échanges de CO<sub>2</sub> entre biosphère terrestre et atmosphère, des programmes de mesure de ces échanges ont été développés partout dans le monde ces dernières années. La méthode est basée sur la technique de covariance de turbulence (« eddy covariance » en anglais) qui permet de réaliser une mesure en continu (toutes les demi heures) et à long terme (plusieurs années). Cette technique basée sur une mesure de la turbulence atmosphérique a l'avantage de ne pas perturber la végétation et de mesurer les flux représentatifs d'une surface allant de plusieurs centaines à quelques milliers de mètres carrés.

Le nombre de sites sur lesquels ces mesures sont effectuées est passé d'une dizaine il y a dix ans à plusieurs centaines actuellement. Ces sites se sont fédérés en de nombreux réseaux régionaux (CarboEurope IP en Europe, Ameriflux en Amérique du Nord, AsiaFlux en Asie du Sud Est, Ozflux en Australie, LBA au Brésil, Chinaflux en Chine, ...) eux-mêmes rassemblés au sein du réseau mondial FLUXNET (<http://www-eosdis.ornl.gov/FLUXNET>). En Europe, le réseau CarboEurope IP (<http://www.carboeurope.org>), financé par la Communauté



Européenne, regroupe une centaine de sites utilisant cette méthode. Leur développement a été facilité par le fait que ces derniers 15-20 ans, la mise au point d'appareils de mesures fiables et durables a rendu possible la mesure directe des flux turbulents sur des périodes saisonnières et même inter-annuelles, échelle de temps nécessaire pour permettre l'étude des processus en action ([Baldocchi, 2003](#)).

Toutefois, la technique de covariance de turbulence possède aussi ses limitations. Ainsi, après plus de dix ans d'utilisation sur une grande variété de sites, deux problèmes majeurs ont été identifiés. Premièrement, la validation des flux turbulents d'énergie par comparaison avec d'autres mesures effectuées à la même échelle spatiale et temporelle reste insatisfaisante. En effet, sur la plupart des sites, on ne parvient pas à équilibrer le bilan énergétique en comparant la somme des flux turbulents de chaleur sensible et latente aux termes de radiation nette et de conduction dans le sol ; [Wilson, 2002](#)). Ce comportement suggère l'existence d'une erreur systématique affectant la méthode de covariance de turbulence. Toutefois, celle-ci n'a pas encore été identifiée clairement. D'autre part, il n'y a pas de certitude que cette erreur affecte les flux de CO<sub>2</sub> autant que les flux d'énergie.

Deuxièmement, la plupart des observateurs suspectent que les mesures ne sous-estiment les flux turbulents en conditions nocturnes. Cette sous estimation agit comme une erreur systématique sélective ([Moncrieff et al., 1996](#)) : elle se produit essentiellement pendant la nuit alors que l'écosystème se comporte comme une source de CO<sub>2</sub> suite à la respiration de l'écosystème. En contraste, l'erreur ne se produit généralement pas pendant la journée alors que l'écosystème se comporte comme un puits grâce à l'assimilation par les feuilles. Une telle erreur peut dès lors conduire à long terme à une importante surestimation de la séquestration nette de carbone par l'écosystème ([Aubinet et al., 2000](#); [Black et al., 1996](#); [Goulden et al., 1996](#); [Gu et al., 2005](#)). De nombreuses hypothèses ont été avancées pour expliquer la sous estimation des flux nocturnes. L'hypothèse la plus vraisemblable est que dans la plupart des

cas d'autres processus de transport concurrencent le transport turbulent qui est mesuré par le système de covariance de turbulence. En particulier, un transport non turbulent (que l'on définira comme un transport advectif) peut survenir lorsque les sites présentent une certaine pente ou sont couverts par une végétation hétérogène. Ceci résulte du fait que les hypothèses de base sur lesquelles la méthode de covariance de turbulence repose ne sont pas respectées sur tous les sites. Cette méthode n'est en effet valable *strictu sensu* que sur des sites parfaitement homogènes et horizontaux. En pratique, il s'avère que ce genre de situation idéale ne peut pas être rencontré pour tous les types d'écosystèmes. Or l'objectif des réseaux de mesure étant de quantifier les échanges de CO<sub>2</sub> entre la biosphère terrestre et l'atmosphère à une échelle globale, il est nécessaire d'étudier un maximum d'écosystèmes différents ce qui oblige à installer des systèmes de mesure en des sites non nécessairement idéaux, les sites vallonnés et de couverture hétérogène représentant la norme plutôt que l'exception. Par ailleurs, le choix d'un site de mesure est également dépendant de contraintes techniques (chemins d'accès, sources d'énergie, ...) qui prennent parfois le pas sur les considérations théoriques. Pour ces raisons, la communauté scientifique a reconnu depuis plusieurs années déjà la nécessité d'installer des systèmes de mesure sur des sites non idéaux avec pour conséquence l'obligation de comprendre l'effet des conditions non idéales sur les mesures de flux.

Face au problème de sous-estimation des flux nocturnes, deux approches sont possibles. La première consiste à *corriger* les flux affectés par cette sous-estimation. Cette approche nécessite de pouvoir estimer les erreurs se produisant la nuit et en particulier de quantifier les flux de CO<sub>2</sub> liés aux processus advectifs. La seconde approche consiste à *filtrer* les flux de nuit de manière à ne conserver que ceux qui se réalisent lorsque les conditions de validité de la méthode de covariance de turbulence sont remplies. La question qui se pose dans cette

approche est celle du choix du critère de discrimination entre données supposées valables et données sous-estimées.

Le défaut majeur de l'approche de filtrage est qu'elle est purement empirique et ne tient pas du tout compte des processus physiques responsables du transport de CO<sub>2</sub>. Cette méconnaissance des processus à l'œuvre dans la couche limite nocturne peut mener tantôt à une sélection insuffisante (Cook *et al.*, 2004 ; Wohlfahrt *et al.*, 2005), tantôt à une sélection probablement abusive des données. Une meilleure compréhension de la physique de l'écoulement et des processus d'échanges est donc nécessaire. L'advection semblant être un des processus les plus important responsable de la sous-estimation des flux nocturnes de CO<sub>2</sub>, c'est à l'étude de ce phénomène que nous nous sommes consacrés.

Ce travail a pour objectif de décrire les processus de transport advectifs se réalisant dans une forêt mixte de faible pente. L'approche suivie sera essentiellement expérimentale et reposera sur l'analyse de trois campagnes de mesure développées sur le site de Vielsalm, de 1999 à 2003. Les objectifs du travail sont :

- De comparer les différentes méthodologies de mesure de l'advection, d'identifier les erreurs affectant chaque méthode et de proposer une série de recommandations méthodologiques pour les recherches futures ;
- De mieux décrire et comprendre les mécanismes générant l'advection dans un site forestier, en prenant le site de Vielsalm comme exemple ;
- D'évaluer la faisabilité de l'approche corrective, d'estimer l'incertitude portant sur les mesures de densité de flux de CO<sub>2</sub> échangés par advection et leur impact sur le bilan de CO<sub>2</sub> nocturne ;

Le document se compose de trois parties. En **première partie**, après cette introduction, quelques éléments de théorie seront rappelés (**chapitre 2**) et un état de la question sera effectué (**chapitre 3**).

La **deuxième partie** sera consacrée à la méthodologie de la mesure de l'advection. A notre connaissance, très peu d'informations peuvent être trouvées sur ce sujet dans la littérature. Pourtant, une étude méthodologique se justifie car cette mesure est très difficile à effectuer, faisant intervenir des variables dont l'ordre de grandeur est le même que celui du seuil de détection des appareils. Au **chapitre 4**, les techniques et stratégies de mesure des concentrations de CO<sub>2</sub> et des vitesses de vent, nécessaires à l'évaluation de l'advection, seront présentées. Dans le second cas, plusieurs méthodes de traitement de données existantes seront comparées. Au **chapitre 5**, l'incertitude résultant de ces différentes techniques sera estimée. Cette étude a déjà fait l'objet d'une publication ([Heinesch et al., 2007](#)).

Dans la **troisième partie**, les résultats seront présentés. Après avoir évalué l'importance de la sous-estimation des flux nocturnes (**chapitre 6**), nous établirons l'existence d'écoulements d'air se réalisant au ras du sol dans le sens de la pente et montrerons que ceux-ci sont associés non seulement à un processus d'advection horizontale mais aussi à de l'advection verticale (**chapitre 7, sections 1 à 3**). Les mesures indépendantes de la vitesse horizontale du vent sous le couvert végétal, de la vitesse verticale du vent au dessus du couvert et des gradients horizontaux et verticaux de concentrations de CO<sub>2</sub> seront confrontées de manière à faire apparaître un mécanisme cohérent et répétable lié à la direction du vent (**chapitre 7.4 et 7.5**). L'analyse de ce mécanisme permettra de valider qualitativement une partie des mesures effectuées. Enfin, au **chapitre 8**, une quantification du transport du CO<sub>2</sub> dû à l'advection sera proposée sur base des mesures décrites précédemment. Son introduction dans le bilan nocturne de CO<sub>2</sub> sera discutée. Nos conclusions, recommandations et perspectives seront présentées au **chapitre 9**.

## 2. Théorie

Dans la première section (2.1), nous développerons l'équation de conservation d'un scalaire pour montrer comment des mesures micro-météorologiques peuvent permettre de quantifier les densités de flux de scalaires échangées entre un écosystème et l'atmosphère. Nous préciserons dans la deuxième section (2.2) le système de coordonnées dans lequel cette équation sera exploitée. Une description succincte des régimes de stabilité de la couche limite atmosphérique et les définitions de quelques notions qui seront utilisées plus tard dans ce travail seront introduites à la section 2.3.

### 2.1. Equation de conservation d'un scalaire

La méthode de covariance de turbulences est utilisée sur notre site de mesure pour quantifier les densités de flux de CO<sub>2</sub>, de chaleur sensible et de vapeur d'eau échangées entre l'écosystème et l'atmosphère. Les échanges sont régis par les équations de conservation du scalaire dans l'air, considéré comme un fluide incompressible. Ces équations ponctuelles et instantanées s'écrivent de manière générale, en coordonnées cartésiennes ([Stull, 1988, chap. 3](#); [Finnigan et al., 2003](#)) :

$$S_i(x, y, z, t) + D_i \cdot \Delta \mathfrak{R}_i = \frac{\partial \mathfrak{R}_i}{\partial t} + \frac{\partial(u\mathfrak{R}_i)}{\partial x} + \frac{\partial(v\mathfrak{R}_i)}{\partial y} + \frac{\partial(w\mathfrak{R}_i)}{\partial z} \quad (2.1)$$

où :

- $\mathfrak{R}_i$  représente la concentration du scalaire  $i$  par unité de volume qui, selon l'équation,

est soit  $\frac{Xc_a}{V_m}$  ( $\mu\text{mol m}^{-3}$ ), soit  $\rho_a \cdot c_a \cdot T_a$  ( $\text{J m}^{-3}$ ), soit  $\frac{Xv_a}{V_m}$  ( $\text{mmol m}^{-3}$ ) où :

- $\rho_a$  est la masse volumique de l'air ( $\text{kg m}^{-3}$ ),
- $c_a$  est la capacité thermique massique de l'air ( $\text{J kg}^{-1}$ ),
- $V_m$  est le volume molaire ( $\text{m}^3 \text{mol}^{-1}$ ),
- $Xc_a$  est la fraction molaire de  $\text{CO}_2$  dans l'air ( $\mu\text{mol mol}^{-1}$ ),
- $Xv_a$  est la fraction molaire de vapeur d'eau dans l'air ( $\text{mmol mol}^{-1}$ ).
- $u, v$  et  $w$  sont les composantes des vitesses de vent parallèles à  $x, y$  et  $z$  ( $\text{m s}^{-1}$ ),
- $D_i$  est le coefficient de diffusion moléculaire du scalaire  $i$  dans l'air ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ),
- $\frac{\partial}{\partial t}$  ( $\text{s}^{-1}$ ),  $\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z}$  ( $\text{m}^{-1}$ ) sont les dérivées temporelles et spatiales et  $\Delta$  est l'opérateur laplacien ( $\text{m}^{-2}$ ),
- $S_i$  est le taux de production/absorption de  $\mathfrak{R}_i$  ( $\text{J m}^{-3} \text{s}^{-1}$ ,  $\mu\text{mol m}^{-3} \text{s}^{-1}$  ou  $\text{mmol m}^{-3} \text{s}^{-1}$  selon le scalaire envisagé). C'est l'évaluation de ce terme qui constitue donc le but final des mesures directes de flux par les méthodes micro-météorologiques.

Dans la suite, nous alignerons l'axe des  $x$  sur la direction du vent afin d'alléger les notations ( $v = 0$ ). Nous nous restreindrons donc à des écoulements bidimensionnels. Cette restriction n'est pas critique, l'extension à des écoulements tridimensionnels étant évidente et ne modifiant en rien la discussion théorique. Le problème de la détermination du système de coordonnées cartésiennes le plus adéquat sera abordé dans la section suivante.

Par ailleurs, le terme de diffusion moléculaire est négligeable par rapport aux autres termes de transport, excepté très près des surfaces solides où ses effets peuvent être inclus dans le terme de source.

Les scalaires  $i$  étant soumis à des fluctuations temporelles importantes, la résolution des équations instantanées et l'interprétation de leur solution est de peu d'intérêt. Il est préférable de tenter de décrire le comportement moyen des flux. A cette fin, on applique d'abord la décomposition de Reynolds aux variables instantanées :

$$\begin{aligned}\mathfrak{R}_i &= \overline{\mathfrak{R}_i} + \mathfrak{R}_i' \\ u &= \overline{u} + u' \\ w &= \overline{w} + w'\end{aligned}$$

où la barre horizontale et l'exposant prime correspondent respectivement à la moyenne temporelle de la variable ( $\overline{w} = \frac{1}{T} \int_t^{t+T} w(t) dt$ ) et à l'écart par rapport à cette moyenne ( $w'(t) = w(t) - \overline{w}$ ). Ensuite, on effectue la moyenne temporelle de tous les termes obtenus.

Ainsi, en appliquant à l'équation (2.1) les hypothèses simplificatrices énoncées plus haut, en appliquant la décomposition de Reynolds à toutes les variables intervenant dans l'équation (2.1) et en effectuant la moyenne temporelle de tous les termes ainsi obtenus, il est possible de réécrire (2.1) :

$$\overline{S}_i(x, z) = \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial t} + \overline{u} \cdot \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial x} + \overline{w} \cdot \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial z} + \overline{\mathfrak{R}_i} \cdot \left( \frac{\partial \overline{u}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{w}}{\partial z} \right) + \frac{\partial \overline{u' \cdot \mathfrak{R}_i'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{w' \cdot \mathfrak{R}_i'}}{\partial z} \quad (2.2)$$

A ce jour, aucune des hypothèses utilisées pour l'obtention de l'équation (2.2) n'a été remise en question pour des écoulements atmosphériques.

D'autre part, l'équation de continuité pour l'air, considéré comme incompressible s'écrit :

$$\frac{\partial \overline{u}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{w}}{\partial z} = 0 \quad (2.3)$$

En introduisant cette équation dans (2.2), on obtient :

$$\overline{S}_i(x, z) = \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial t} + \overline{u} \cdot \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial x} + \overline{w} \cdot \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial z} + \frac{\partial \overline{u' \cdot \mathfrak{R}_i'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{w' \cdot \mathfrak{R}_i'}}{\partial z} \quad (2.4)$$

L'équation (2.4) s'applique en n'importe quel point de l'espace. Nous allons l'intégrer sur un volume de contrôle délimité horizontalement par le sol à sa base et par une surface parallèle au sol et située à une hauteur de référence  $h$  à son sommet et verticalement par quatre murs de hauteur  $h$  et de longueur  $2L$  (voir Figure 2.1). La longueur  $2L$  est choisie suffisamment grande pour couvrir une portion significative de l'écosystème. Après division par la largeur de l'écoulement de manière à obtenir des densités de flux, on obtient :

$$\begin{aligned} \int_0^h \left[ \frac{1}{2L} \int_{x-L}^{x+L} \bar{S}_i(x, z) dx \right] dz &= \int_0^h \left[ \frac{1}{2L} \int_{x-L}^{x+L} \frac{\partial \bar{\mathcal{R}}_i}{\partial t} dx \right] dz \\ &+ \int_0^h \left[ \frac{1}{2L} \int_{x-L}^{x+L} \left( \bar{u} \cdot \frac{\partial \bar{\mathcal{R}}_i}{\partial x} \right) dx \right] dz + \int_0^h \left[ \frac{1}{2L} \int_{x-L}^{x+L} \left( \bar{w} \cdot \frac{\partial \bar{\mathcal{R}}_i}{\partial z} \right) dx \right] dz \\ &+ \int_0^h \left[ \frac{1}{2L} \int_{x-L}^{x+L} \left( \frac{\partial \bar{u}' \cdot \bar{\mathcal{R}}_i'}{\partial x} \right) dx \right] dz + \int_0^h \left[ \frac{1}{2L} \int_{x-L}^{x+L} \left( \frac{\partial \bar{w}' \cdot \bar{\mathcal{R}}_i'}{\partial z} \right) dx \right] dz \end{aligned} \quad (2.5)$$

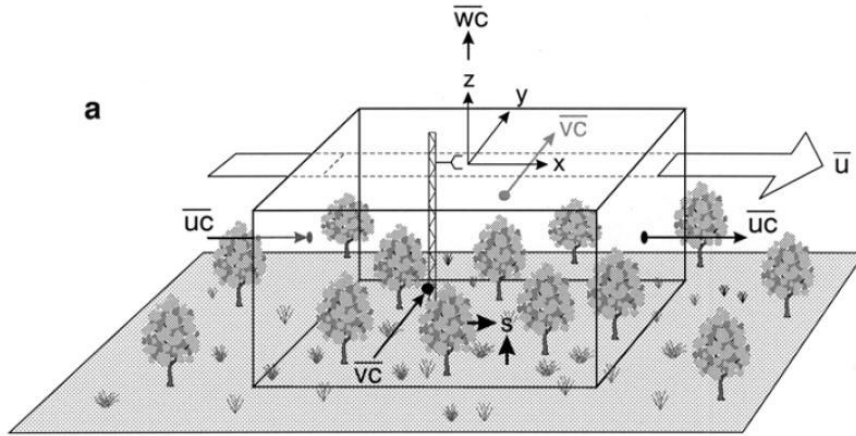


Figure 2.1. Volume de contrôle au-dessus d'une surface (schéma extrait de [Finnigan et al., 2003](#)).

Le terme du membre de gauche de l'équation (2.5) représente la densité de flux produit par toutes les sources et puits situés au sein du volume de contrôle. La longueur  $2L$  (surface  $4L^2$  si l'écoulement est tridimensionnel) doit être choisie suffisamment grande pour couvrir une portion représentative de l'écosystème. Lorsque le scalaire est le  $\text{CO}_2$ , ce terme est alors désigné comme l'« échange net de l'écosystème » (Net Ecosystem Exchange, NEE, en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ).



L'équation (2.5) peut être réécrite de manière plus compacte. En maintenant le même ordre des termes, on peut écrire, dans le cas du  $\text{CO}_2$  :

$$NEE = S + A_h + A_v + D + F \quad (2.6)$$

*I      II      III      IV      V*

Où :

- $S$  (I) est le terme de stockage
- $A_h$  (II) est le terme d'advection horizontale
- $A_v$  (III) est le terme d'advection verticale
- $D$  (IV) est le terme de divergence horizontale du flux turbulent horizontal
- $F$  (V) est le terme de divergence verticale du flux turbulent vertical

Par la suite, nous discuterons essentiellement des échanges de  $\text{CO}_2$  entre l'atmosphère et l'écosystème ( $i = c$ ) mais une grande partie de cette discussion est aussi valable pour les échanges de chaleur sensible ( $i = h$ ) et latente ( $i = v$ ). Dans le reste du travail, la concentration en  $\text{CO}_2$  sera exprimée en terme de fraction molaire de  $\text{CO}_2$  dans l'air ( $X_{c_a} \equiv c$  en  $\mu\text{mol}$  de  $\text{CO}_2$  par mol d'air, unités dans lesquelles elle est habituellement mesurée) plutôt qu'en concentration par unité de volume ( $\mathfrak{R}_c$ , en  $\mu\text{mol}$  de  $\text{CO}_2$  par  $\text{m}^3$  d'air). Cela implique de

mettre en évidence  $\frac{1}{V_m}$  dans le terme de droite de l'équation 2.5.  $\frac{1}{V_m}$  vaut environ 40 de sorte

que, pour un rapide calcul d'ordre de grandeur, le produit d'une vitesse de vent exprimée en  $\text{m s}^{-1}$  par une fraction molaire de  $\text{CO}_2$  exprimée en  $\mu\text{mol mol}^{-1}$  (ou ppm), s'il est multiplié par 40, donnera une densité de flux de  $\text{CO}_2$  en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

Plusieurs hypothèses supplémentaires peuvent alors être introduites pour simplifier l'équation (2.5) et la rendre unidimensionnelle, permettant ainsi son utilisation pour interpréter des mesures effectuées en un point unique :

1. Nous choisissons  $h > h_m$  où  $h_m$  est la hauteur de mélange au-dessus de laquelle les variations horizontales de la covariance verticale sont négligeables (Philip, 1996). En conséquence, on a :  $\overline{w'\mathfrak{R}_i'}(x, h) = \overline{w'\mathfrak{R}_i'}(0, h) = \overline{w'\mathfrak{R}_i'}(h)$
2. Nous supposons que l'intégrale verticale de  $\frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial t}$  effectuée au centre du volume de contrôle est représentative de l'ensemble du volume de contrôle (homogénéité horizontale du terme de stockage) :  $\int_0^{h_{\text{eco}}} \left[ \frac{1}{2L} \int_{x-L}^{x+L} \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial t} dx \right] dz = \int_0^{h_{\text{eco}}} \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial t} dz$

Nous négligeons :

3. la composante verticale de la vitesse  $\overline{w} : \int_0^h \left[ \frac{1}{2L} \int_{x-L}^{x+L} \left( \overline{w} \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial z} \right) dx \right] dz = 0$  ;
4. les gradients horizontaux de scalaire  $\mathfrak{R}_i : \int_0^{h_{\text{eco}}} \left[ \frac{1}{2L} \int_{x-L}^{x+L} \left( \overline{u} \cdot \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial x} \right) dx \right] dz = 0$  ;
5. et la divergence horizontale de flux turbulent :  $\int_0^h \left[ \frac{1}{2L} \int_{x-L}^{x+L} \left( \frac{\partial \overline{u' \cdot \mathfrak{R}_i'}}{\partial x} \right) dx \right] dz = 0$ .

Comme la covariance de turbulence verticale est nulle au niveau du sol, l'équation (2.5) se réduit alors à :

$$NEE = \left( \overline{w'\mathfrak{R}_i'} \right)_h + \int_0^h \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial t} dz \quad (2.7)$$

Le 1<sup>er</sup> terme du membre de droite (covariance de turbulence verticale à la hauteur de mesure) représente la densité de flux turbulent du scalaire et le deuxième terme représente la densité

de flux de stockage de scalaire en dessous du niveau  $h$ . Nous utiliserons la convention de signe habituelle en micro-météorologie que les flux vers le haut et l'accumulation de scalaire dans la canopée sont positifs tandis que les flux vers le bas et la diminution de scalaire dans la canopée sont négatifs.

Si les hypothèses 1 à 5 sont acceptées (nous reviendrons en détail sur ce point plus loin), seules les mesures du flux turbulent du scalaire au-dessus de la canopée et du stockage de ce scalaire dans l'air sous la hauteur  $h$  restent nécessaires pour évaluer la production par les sources ou l'absorption par les puits de scalaires situés dans le volume de contrôle. Cette mesure requiert toutefois l'utilisation de matériel de pointe (anémomètre tri directionnel, analyseur de gaz suffisamment précis et rapide). Depuis que ces appareils sont devenus accessibles ([Coppin et Taylor, 1983](#)), la technique de covariance de turbulences a supplanté les méthodes de « flux – gradient » traditionnellement employées par les micrométéorologistes pour mesurer directement les flux de scalaire ([Arya, 1988](#)). Actuellement, plus de 360 sites de par le monde représentant quasiment toutes les latitudes et tous les écosystèmes utilisent cette méthode pour mesurer en continu et sur de longues périodes (plusieurs années) les flux de CO<sub>2</sub>, de chaleur et de vapeur d'eau échangés entre des écosystèmes et l'atmosphère ([Baldocchi, 2003](#)).

## 2.2. Système de coordonnées

Les systèmes d'équations précédents sont exprimés dans un système de coordonnées cartésien rectangulaire aligné sur les lignes d'écoulement moyennes. Son axe  $z$  est perpendiculaire au plan formé par les lignes d'écoulement moyennes tandis que l'axe  $y$  est perpendiculaire au plan formé par l'axe  $z$  et le vecteur vitesse de vent moyenne calculé sur la période  $T$  (habituellement 30 min). Le plan d'écoulement moyen est déterminé à partir d'un ensemble d'observations réalisées sur une période donnée. Plusieurs référentiels peuvent être définis selon la durée de la période prise en compte. Dans ce travail, nous utiliserons le système de coordonnées  $e_i$  introduit par [Paw U \*et al.\* \(2000\)](#) et [Wilczack \*et al.\* \(2001\)](#), appelé système de coordonnées 'Planar Fit' (PF). Celui-ci détermine les axes sur base de lignes d'écoulement moyennes estimées pendant plusieurs semaines. Dans ce référentiel,  $z$  est fixé sur cette longue période tandis que  $x$  et  $y$  sont réajustés chaque demi heure.

Signalons que, traditionnellement, c'est un autre système de coordonnées qui est utilisé. Il a été décrit notamment par [Mc Millen \(1988\)](#) et [Kaimal et Finnigan \(1994\)](#). Nous le désignons par son appellation anglaise de système de coordonnées 'Natural wind'. Dans ce cas, les lignes d'écoulement moyennes sont évaluées sur la période de mesure, c'est-à-dire 30 min. Le référentiel change donc d'orientation à chaque mesure. Ce système est conçu pour être utilisé dans le cas d'écoulements unidimensionnels tels qu'observés au-dessus de surfaces planes et dans des conditions atmosphériques idéales. Il est donc bien adapté à de courtes campagnes au-dessus de sites idéaux. Dans ce système, la composante verticale moyenne de la vitesse  $\bar{w}$  est toujours nulle. Cette hypothèse n'est pas toujours vérifiée sur des sites et dans des conditions complexes. C'est pourquoi le système 'Planar Fit' est recommandé dans ces situations ([Finnigan, 2004b](#); [Lee \*et al.\*, 2004b, chap. 3](#)).

En pratique, les composantes de la vitesse du vent sont obtenues dans un référentiel orthonormé  $s_i$  associé à l'anémomètre. L'orientation de ce référentiel est fixée par l'utilisateur, généralement par rapport à des références géographiques (par exemple, le vecteur  $s_1$  pointe vers le Nord). Ce référentiel est donc indépendant de l'écoulement. Il est nécessaire d'effectuer des rotations de coordonnées pour passer du référentiel  $s_i$  au référentiel  $e_i$ . Les rotations vont s'effectuer autour de  $e_1$ ,  $e_2$ ,  $e_3$ , tour à tour avec des angles d'Euler définis respectivement par  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$ . Il est utile de définir des orientations intermédiaires de la base orthonormée après chaque rotation et nous identifierons ces positions intermédiaires par des primes (à ne pas confondre avec les primes utilisées pour caractériser les fluctuations de quantités turbulentes autour de la moyenne). Nous commençons avec  $s_i$  et nous appliquons :

1. Une rotation R1 d'un angle  $\alpha$  autour de  $s_3$ . Après cette rotation, la base de vecteurs est

$$\{e'_1, e'_2, e'_3\}.$$

2. Une rotation R2 d'un angle  $\beta$  autour du nouveau vecteur  $e'_2$ . Après cette rotation, la

$$\text{base de vecteurs est } \{e''_1, e''_2, e''_3\}.$$

3. Une rotation R3 d'un angle  $\gamma$  autour du nouveau  $e''_1$ . Après cette dernière rotation, la

$$\text{base de vecteurs est } \{e_1, e_2, e_3\}.$$

Ces étapes sont détaillées à la Figure 2.2.

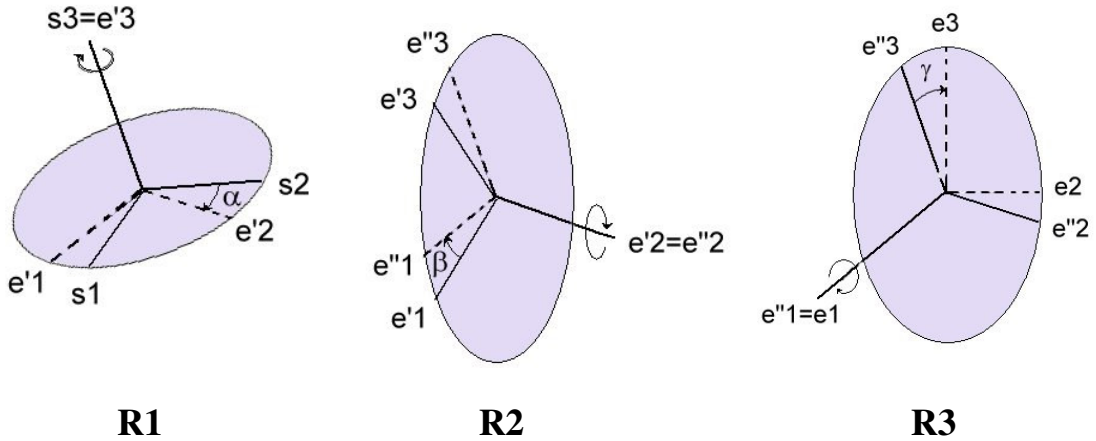


Figure 2.2. Définition des rotations entre le référentiel de l'anémomètre  $s_i$  et le référentiel final  $e_i$ .

Dans la suite, nous utiliserons la convention que les composantes des vecteurs dans les référentiels  $s_i$  et  $e_i$  se distingueront respectivement à l'aide d'un indice  $s$  et sans indice.

La procédure à suivre pour déterminer les angles de rotation  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  sera détaillée dans la section 4.4.1.

Signalons que le choix du système de coordonnées PF, s'il a un impact sur  $\bar{w}$ , a aussi un impact sur la fluctuation  $w'$ , donc sur la covariance de turbulence  $\overline{w'c'}$  qui représente, à un facteur près, le flux turbulent de  $\text{CO}_2$ . Cependant, l'impact numérique du choix du système de coordonnées sur le flux turbulent de scalaire est très faible. A Vielsalm, cet impact a été testé et est limité à 3 à 4 %. Une discussion exhaustive de l'impact des rotations sur les flux peut être trouvée dans [Finnigan et al. \(2003\)](#).

## 2.3. Caractérisation de la couche limite atmosphérique nocturne

Certaines variables spécifiques seront utilisées régulièrement dans la suite afin de caractériser la couche limite atmosphérique. Nous allons les introduire ici. Les sources bibliographiques utilisées dans cette section sont les livres de [Stull \(1988\)](#), [Garratt \(1994\)](#) et [Arya \(1988\)](#).

La notion de **stabilité** atmosphérique est souvent introduite à l'aide de l'équation de conservation de l'énergie cinétique turbulente. La Figure 2.3 présente de manière schématique cette équation. Les deux mécanismes qui génèrent de la turbulence sont l'action des **forces de flottabilité** (résultante du poids et de la poussée d'Archimède exercée sur l'élément d'air étudié ; 'buoyancy' en anglais) et l'action des **forces de cisaillement** (aussi appelée contrainte de Reynolds ; 'shear production' en anglais). L'énergie cinétique turbulente est alors transportée ou dissipée par viscosité. Pour maintenir un écoulement turbulent, il est donc nécessaire que les deux mécanismes de production génèrent continuellement cette turbulence.

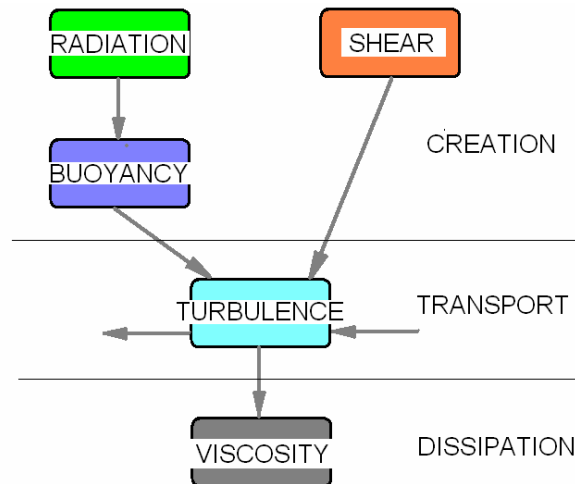


Figure 2.3. Schématisation de l'équation de conservation de l'énergie cinétique turbulente (Aubinet, 2006)

La force de flottabilité peut être utilisée pour définir la notion de **stabilité statique** de l'atmosphère. De l'air plus chaud (ou plus humide), donc plus léger que son environnement aura tendance à s'élever. Il est dit statiquement instable. Le flux de chaleur sensible  $H$  est positif. Inversement, de l'air plus froid (ou plus sec) que son environnement aura tendance à perdre de l'altitude et sera qualifié de statiquement stable. Le flux de chaleur sensible sera alors négatif. Une région de l'atmosphère est dans un état statiquement neutre lorsque l'air y est en équilibre avec son environnement sous l'effet des forces de flottabilité. Le flux de chaleur sensible y est nul. Lorsque la mesure du flux de chaleur sensible n'est pas disponible,

la forme prise par le profil vertical de température potentielle ( $\theta$ ) permet le plus souvent de caractériser la stabilité statique (Figure 2.4).

La **température potentielle** d'une masse d'air humide non saturée peut être approximée par (Stull, 1988) :

$$\theta = T + (g / c_a) z \quad (2.8)$$

où  $z$  est l'altitude prise à partir du sol et  $T$  est la température de l'air à l'altitude  $z$ . C'est la température que prendrait cette masse d'air si elle était amenée à la pression standard (prise ici au niveau du sol) par un processus adiabatique irréversible. Elle permet donc de prendre en compte les variations de température causées par les changements de pression liés aux changements d'altitude. L'introduction de cette grandeur est indispensable pour l'interprétation des profils verticaux de température en terme de stabilité statique de l'atmosphère.

Lorsque la température potentielle diminue avec l'altitude, l'atmosphère est statiquement instable. Lorsque le profil vertical est plat, l'atmosphère est statiquement neutre. Lorsque le profil présente une inversion thermique, l'atmosphère est statiquement stable.



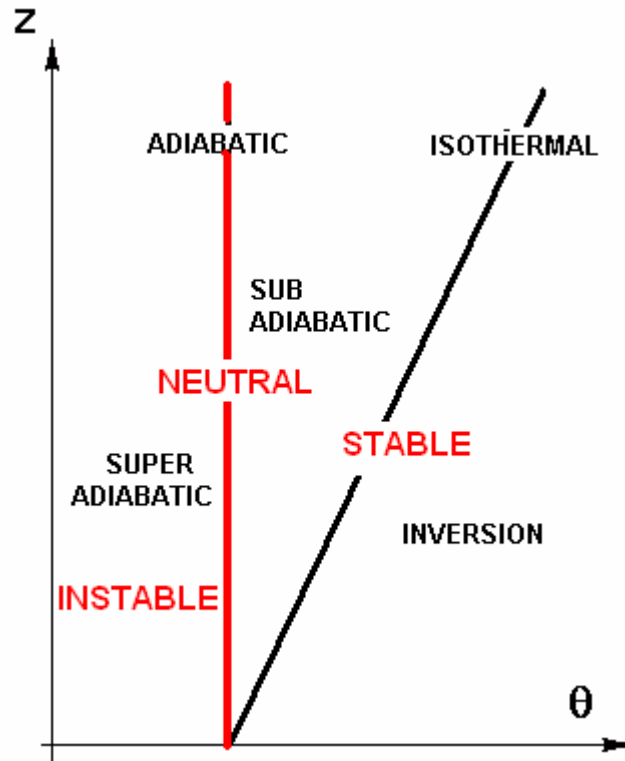


Figure 2.4. Classification de la stabilité statique de l'atmosphère en fonction du profil vertical de température potentielle (extrait de [Stull, 1988](#)).

Une autre source de turbulence, d'origine dynamique, est le cisaillement du vent. Un écoulement non turbulent est qualifié de **dynamiquement stable** tandis qu'un écoulement turbulent est qualifié de **dynamiquement instable**.

L'action combinée des forces de flottabilité et du cisaillement du vent provoque un transfert turbulent de scalaire déjà introduit à la section 2.1 (terme V de l'équation 2.6) mais aussi de quantité de mouvement. Le flux turbulent vertical de quantité de mouvement, exprimé en unités cinématiques et pour un écoulement bidimensionnel, s'écrit :  $\overline{u'w'}$ . On introduit aussi une vitesse d'échelle appelée la **vitesse de friction**,  $u_*$ , comme la racine carrée de la densité de flux turbulent vertical de quantité de mouvement exprimé en unités cinématiques :

$$u_* = \sqrt{-\overline{u'w'}} \quad (2.9)$$

Elle a bien les dimensions d'une vitesse et caractérise l'importance de la turbulence au sein de l'écoulement. Elle peut être interprétée intuitivement comme la vitesse tangentielle des tourbillons et est typiquement comprise entre 0 et 1 m s<sup>-1</sup>.

L'importance relative des termes de flottabilité et de cisaillement est souvent utilisée pour caractériser l'origine de la convection. On parle de **convection libre** quand le terme de flottabilité est positif et domine le terme de cisaillement. On parle de **convection forcée** quand le terme de flottabilité est faible comparé au terme de cisaillement. Lorsque le terme de flottabilité est très négatif, il supprime la turbulence mécanique et on parlera d'écoulement stable ou non turbulent.

Les conditions de convection libres correspondent aux journées ensoleillées avec peu de vent, lorsque la turbulence résulte du réchauffement de la surface par le rayonnement solaire. Par contre, les situations avec convection forcée se produisent par vent fort avec ciel fortement nuageux. Les conditions stables correspondent à des nuits présentant une inversion de températures (voir plus loin).

Le paramètre permettant de caractériser de la manière la plus complète l'état de stabilité atmosphérique est le nombre de Richardson de flux qui est le rapport (au signe près, par convention) de l'action des forces de flottabilité à l'action des forces de cisaillement. Nous introduisons ici une version simplifiée de ce paramètre, appelée nombre de **Richardson de gradient approché** ('bulkRichardson number'), qui permet d'obtenir une valeur approchée du nombre de Richardson lorsque seules des estimations approximatives des gradients peuvent être obtenues à partir d'un nombre restreint de niveaux verticaux :

$$R_i = \frac{g}{\theta} \frac{\Delta\theta/\Delta z}{(\Delta u/\Delta z)^2} \quad (2.10)$$

Un autre paramètre adimensionnel couramment utilisé et provenant de la théorie de similitude est le **paramètre de stabilité** qui est défini par :

$$\xi = \frac{z-d}{L_{MO}} = -\frac{kg(z-d)}{\theta} \frac{(H / \rho C_a)}{u_*^3} \quad (2.11)$$

où  $L_{MO}$  est une échelle de longueur caractéristique dénommée ‘longueur de Monin-Obukov’, le paramètre  $d$  est la hauteur de déplacement qui représente la hauteur à laquelle la vitesse de vent s’annule et qui est conséquente dans le cas d’une surface recouverte d’un couvert végétal haut comme une forêt,  $k$  est la constante de Von Karman,  $g$  est l’accélération due à la gravité. Il est par essence très similaire au nombre de Richardson aux différences près que un seul niveau de mesure suffit pour son estimation mais que la mesure des flux turbulents est nécessaire.

Le nombre de Richardson de gradient approché est négatif en atmosphère statiquement instable ou neutre et positif en atmosphère statiquement stable. Le paramètre de stabilité est négatif en atmosphère instable et positive en atmosphère stable. Il est proche de zéro en conditions neutres. Il est souvent présenté à l’aide d’une échelle logarithmique (Figure 2.5). Dans la suite, nous utiliserons essentiellement le paramètre de stabilité pour caractériser la stabilité atmosphérique.

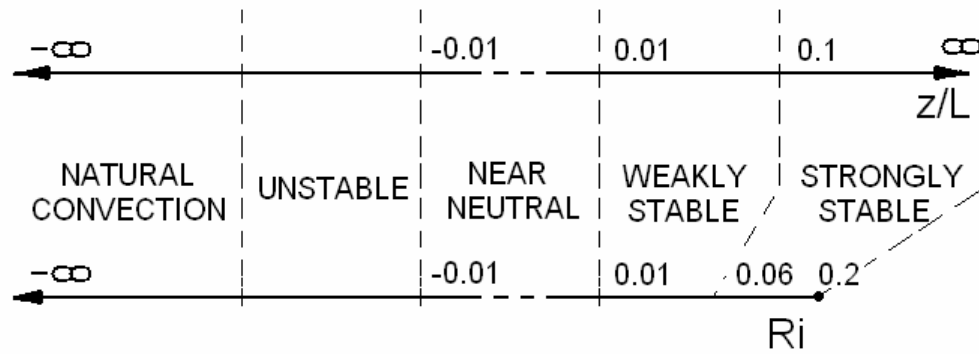


Figure 2.5. Résumé des classes de stabilité suivant les valeurs du nombre de Richardson et du paramètre de stabilité (reconstruit d'après [Monteith et Unsworth, 1990, p238](#))

### 3. Etat de la question

Dans cette section, nous ferons un état de la question sur l'utilisation de la technique de covariance de turbulences pour estimer les échanges entre les écosystèmes forestiers et l'atmosphère. Nous montrerons d'abord à la section 3.1 quelle utilisation peut être faite de cette technique, notamment dans le cas des échanges de CO<sub>2</sub>. Nous nous focaliserons ensuite à la section 3.2 sur un problème majeur inhérent à la technique qui est la sous-estimation des flux nocturnes. Cela nous amènera à reconsidérer à la section 3.3 les hypothèses simplificatrices utilisées lors du développement de l'équation (2.5). Ensuite, nous détaillerons à la section 3.4 les processus physiques responsables des situations atmosphériques posant problème. Nous présenterons à la section 3.5 la méthode empirique (appelée 'correction  $u_*$ ') utilisée couramment pour corriger la sous-estimation des flux nocturnes. Le cadre de notre travail étant ainsi posé, nous en définirons les objectifs à la section 3.6.

#### 3.1. Applications de la méthode de covariance de turbulences

Depuis la fin des années nonante, le nombre de sites expérimentaux utilisant la méthode de covariance de turbulence s'est considérablement accru. De moins d'une dizaine en 1995, le nombre de site est passé à plusieurs centaines actuellement. La raison en est la facilité d'utilisation ainsi que les nombreuses possibilités d'utilisation. Dans le cas des mesures à long terme des flux de CO<sub>2</sub>, celles-ci sont notamment ([Baldocchi \*et al.\*, 1996a](#); [Baldocchi \*et al.\*, 1996b](#)) :

- la quantification des variations de flux saisonnières dues à des changements annuels dans le climat et la phénologie ;

- la compréhension des processus biologiques et climatiques qui contrôlent les échanges de CO<sub>2</sub> à l'échelle de l'écosystème ;
- le test des modèles de bilan du carbone, outils-clef pour permettre d'interpoler et d'extrapoler les mesures dans le temps et l'espace ;
- l'amélioration de la capacité de ces modèles à simuler les dynamiques saisonnières;
- le développement et le test des algorithmes de télédétection ;
- la quantification des différences spatiales et temporelles dans les flux de CO<sub>2</sub> qui peuvent être rencontrées au sein et entre des écosystèmes ;
- le diagnostic des performances des GCM (« global circulation model »).

Deux exemples parmi d'autres illustrent l'intérêt des comparaisons inter-sites et donc de l'existence d'un réseau. [Valentini et al. \(2000\)](#) ont publié pour la première fois une étude comparative de la séquestration annuelle de carbone par les forêts européennes et ont mis en évidence une évolution latitudinaire. Plus récemment, [Ciais et al. \(2005\)](#) ont pu évaluer, grâce à cette méthode, l'impact de la sécheresse de l'été 2003 en Europe sur la capacité d'absorption de CO<sub>2</sub> par les écosystèmes.

De nombreuses publications attestent du succès de l'utilisation de la méthode de covariance de turbulences basée sur l'équation simplifiée (2.7). En particulier des validations de la méthode ont été effectuées par comparaison avec des méthodes indépendantes. Par exemple, [Schmid et al. \(2000\)](#) et [Barford et al. \(2001\)](#) ont comparé des mesures de flux turbulents sur des forêts avec des mesures d'incrément de biomasse et obtenu des accords de respectivement 5 et 20 % et [Curtis et al. \(2002\)](#) ont réalisé le même travail sur 5 forêts de feuillus nord-américaines sans mettre en évidence de différence systématique entre les deux approches. D'autres auteurs ont comparé avec succès les mesures nocturnes de NEE avec des mesures de respiration du sol, des troncs et des plantes effectuées par des chambres ([Law et al., 2001](#)) ou

encore des mesures d'évapotranspiration avec des mesures de transpiration des arbres obtenues par des chambres et des flux de sève (Saugier *et al.*, 1997).

L'erreur sur l'estimation du NEE a également été chiffrée par de nombreux auteurs. Ainsi, Goulden *et al.* (1996) concluent que l'erreur absolue sur la séquestration annuelle de la forêt de Harvard est de  $\pm 30 \text{ gC m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ . Des valeurs similaires sont citées par Lee *et al.* (1999) pour une forêt tempérée de feuillus ( $\pm 40 \text{ gC m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ), par Yang *et al.* (1999) pour une forêt boréale de trembles ( $\pm 30 \text{ gC m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ) et par Lafleur *et al.* (2001) pour une tourbière ( $\pm 68 \text{ gC m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ). Pour le site expérimental de Vielsalm, Aubinet *et al.*, (2002) ont estimé cette erreur à  $\pm 95 \text{ gC m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  sur une séquestration de  $590 \text{ gC m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ , soit une incertitude relative de 16 %.

Les études citées se rapportent essentiellement au scalaire  $\text{CO}_2$ . Cependant, la technique de covariance de turbulences est théoriquement applicable à n'importe quel scalaire pour autant que des analyseurs de gaz suffisamment performants existent pour la mesure de leur concentration. C'est ainsi que, grâce au développement au cours des dix dernières années de la spectro-photométrie par diode laser accordable ('TDLAS' en anglais), la mesure en continu des flux d'autres gaz à effet de serre est devenue possible. Ces gaz sont l'ozone  $\text{O}_3$  (Sun *et al.*, 2003), le protoxyde d'azote  $\text{N}_2\text{O}$  (Hargreaves *et al.*, 1996 ; Pihlatie *et al.*, 2005 ; Pilegaard *et al.*, 2003) et le méthane  $\text{CH}_4$  (Edwards *et al.*, 1994 ; Suyker *et al.*, 1996 ; Pilegaard *et al.*, 2003). Une autre technique spectroscopique appelée spectrométrie de masse par transfert de proton ('PTR-MS' en anglais) permet la mesure des composés organiques volatils d'origine biogénique BVOC (Karl *et al.*, 2001 ; Spirig *et al.*, 2005 ; Rinne *et al.*, 2001).

De plus, les derniers développements de la 'TDLAS' ont permis, par une méthode mixte utilisant des prises d'échantillons d'air et des mesures en continu par covariance de turbulence, les premières mesures de flux d'isotopes stables. Les mesures des flux des

isotopes stables du carbone ( $^{13}\text{CO}_2$  et  $\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$ ) notamment sont utilisées pour séparer le NEE en ses composantes photosynthèse et respiration (Bowling *et al.*, 2003).

### 3.2. Sous-estimation des flux de nuit

Malgré ces succès, l'expérience montre que la méthode de covariance de turbulences n'est pas exempte de défauts. On remarque notamment que, lorsque la turbulence atmosphérique est peu développée, c'est-à-dire principalement en périodes nocturnes, les estimations des flux turbulents et de stockage sous-estiment la production réelle de  $\text{CO}_2$ . Ce phénomène a été discuté en détail pour la première fois par Goulden *et al.* (1996). Ces auteurs ont montré qu'en conditions de faible turbulence, le flux de nuit croissait avec  $u_*$  pour ensuite atteindre, en conditions de turbulence élevée, une valeur plateau. Le flux de nuit résultant de la respiration de l'écosystème, il est principalement contrôlé par la température et le contenu en eau du sol (Perrin, 2005) et on s'attend à ce qu'il soit indépendant de l'état de la turbulence. Le phénomène observé par Goulden *et al.* (1996) ne peut dès lors pas être expliqué par un processus naturel affectant les sources de  $\text{CO}_2$ . Ces auteurs en ont donc conclu qu'il résultait d'une erreur de mesure. Remarquons qu'afin d'éviter toute co-variation de la vitesse de friction avec la température, les valeurs de flux utilisés dans cette analyse étaient rapportées à une température constante.

Une confirmation de l'existence de ce problème peut-être obtenue en comparant les flux nocturnes avec des mesures provenant de méthodes indépendantes (chambres de sol, modèles ; Wohlfahrt *et al.*, 2005). Toutefois, ces mesures étant effectuées à une échelle spatiale plus petite, de nombreuses incertitudes proviennent de l'extrapolation à l'échelle de l'écosystème et la comparaison reste peu usitée.



Depuis, de nombreux exemples confirmant l'existence de ce problème ont été présentés dans la littérature (Anthoni *et al.*, 2003; Carrara *et al.*, 2003 ; Cook *et al.*, 2004; Pattey *et al.*, 2002 ; Pilegaard *et al.*, 2001 ; Turnipseed *et al.*, 2003; Wohlfahrt *et al.*, 2005 ; Xu et Baldocchi, 2004). Aubinet *et al.* (2000) ont notamment comparé 10 sites européens et montré que ce phénomène se produisait à chacun d'entre eux avec toutefois des amplitudes différentes. Plus récemment, une comparaison de 7 sites (4 forêts et 3 prairies ; Gu *et al.*, 2005) a confirmé l'ampleur du problème.

La sous-estimation des flux en période de stabilité atmosphérique constitue une erreur systématique sélective qui peut conduire à une erreur importante sur l'estimation de la séquestration de carbone à long terme (Moncrieff *et al.*, 1996). En effet, l'erreur se produirait essentiellement pendant la nuit alors que l'écosystème se comporte comme une source de CO<sub>2</sub> alors que les mesures effectuées pendant la journée, quand l'écosystème se comporte comme un puits, seraient correctes. Il en résulterait une sous estimation de la production de CO<sub>2</sub> par les écosystèmes et, dès lors, une surestimation de leur séquestration nette de carbone. Ceci montre l'importance de cette erreur et justifie l'intérêt d'obtenir une correction valable.

### 3.3. Causes possibles de la sous-estimation des flux de nuit

Afin de pouvoir estimer les causes possibles de la sous-estimation des flux nocturnes, nous allons passer en revue les différents termes de l'équation 2.6. Au vu de cette équation, il est clair que l'erreur sur les flux de nuit vient soit d'une évaluation incorrecte du flux turbulent ( $F$ ) et du stockage ( $S$ ) soit du fait que les termes advectifs ( $A_v$  et  $A_h$ ) et de divergence de turbulence horizontale ( $D$ ) deviennent non négligeables par rapport à  $F$  et  $S$ .

Nous allons tout d'abord analyser les deux termes qui sont repris dans l'équation simplifiée 2.7 et tenter d'estimer les différentes erreurs qui peuvent les affecter en conditions nocturnes.

Nous analyserons ensuite les termes qui ont été éliminés dans l'équation 2.7 et évaluerons la validité de cette élimination.

### 3.3.1. La densité de flux turbulent vertical

Dans 2.6, le terme  $V$  représente la densité de flux vertical turbulent au sommet du couvert. C'est ce terme qui est mesuré par le système de covariance de turbulence. Celui-ci est composé d'un anémomètre sonique mesurant les fluctuations de la composante verticale de la vitesse et d'un analyseur de gaz par spectroscopie infra-rouge mesurant les fluctuations de la concentration de scalaire, l'ensemble étant placé au dessus de la canopée, généralement au sommet d'une tour.

La hauteur  $h$  à laquelle ce terme est mesuré doit être supérieure à la hauteur de mélange  $h_m$  (hypothèse 1) mais ne doit pas être trop importante pour éviter que la zone d'influence du capteur, en amont du vent, ne s'étende au-delà de l'écosystème que l'on veut caractériser. Une règle générale indique que, en conditions neutres, le rapport entre la distance tour-lisière de l'écosystème et la hauteur de mesure, en conditions atmosphériques neutres, ne doit pas être inférieur à 100 (Kaimal et Finnigan, 1994).

Une mesure correcte du flux nécessite l'échantillonnage de tout le spectre des mouvements turbulents qui existent dans l'atmosphère et qui sont responsables du flux (Garrat, 1994). Ceci implique d'une part des fréquences d'échantillonnages jusqu'à 10 Hz pour tenir compte de la portion haute fréquence du spectre (Kaimal et Finnigan, 1994 ; Goulden *et al.*, 1996) et d'autre part une période de mesure de la covariance suffisamment longue pour capturer toutes les contributions des basses fréquences. Toutefois, cette période ne peut être trop longue pour ne pas inclure les variations diurnes de  $\mathcal{R}_t$ . En général, cette période de mesure est fixée à 30 minutes (Aubinet *et al.*, 2000 ; Moncrieff *et al.*, 2004).

Une première explication possible de la sous-estimation des flux de nuits serait une sous-estimation du flux turbulent durant ces périodes. En effet, la partie très haute fréquence du spectre de la turbulence est perdue lors de la mesure de la covariance de la turbulence suite aux limitations imposées par la fréquence d'acquisition des instruments, leur taille, leur temps de réponse, la distance séparant l'anémomètre de la prise d'air. Des corrections semi-empiriques (Aubinet *et al.*, 2001; Eugster et Senn, 1995) ou analytiques (Leuning et Judd, 1996; Massman, 2000; McMillen, 1988; Moore, 1986) ont été proposées pour corriger cette sous-estimation du flux turbulent en raison des pertes hautes fréquences. Cependant, Massman *et al.* (2002) ont montré que l'application des facteurs de correction instrumentale en utilisant les plus larges facteurs de correction prédits pour les conditions atmosphériques stables ne permet toujours pas de corriger les flux turbulents nocturnes de manière satisfaisante. Ces auteurs en concluaient que l'essentiel du problème de sous-estimation des flux nocturnes n'était probablement pas d'origine instrumentale.

Une deuxième explication pourrait venir d'une mauvaise estimation du flux turbulent en conditions de turbulence intermittente. La turbulence intermittente se produit surtout en conditions stables et est caractérisée par de longues périodes avec pas ou peu d'activité turbulente entrecoupées de brèves périodes avec une plus grande intensité de turbulence (Doran, 2004 ; Nakamura et Mahrt, 2005 ; Sun *et al.*, 2002; Sun *et al.*, 2004). Dans ces situations durant lesquelles une large fraction de l'échange nocturne total de scalaire pourrait se réaliser (Coulter et Doran, 2002), les conditions de stationnarité ne sont pas respectées sur une période de 30 minutes et l'estimation du flux turbulent n'est pas valide. Récemment, des études suggèrent donc de réduire la durée de cette période et de la rendre variable pour s'adapter à la nature imprévisible et à la durée variable de la turbulence intermittente. Une étude réalisée par Acevedo *et al.* (2006) montre que l'utilisation d'une fenêtre de taille variable a pour conséquence une augmentation de 15 % du flux turbulent nocturne au-dessus

d'une rizière. Cette voie de recherche doit donc être envisagée sur les sites présentant de nombreux épisodes de turbulence intermittente. Notons aussi qu'avec une fenêtre plus courte pour le calcul du flux turbulent, la mesure du stockage devient plus délicate car elle doit être capable de capturer des variations très rapides des concentrations dans la forêt.

### **3.3.2. La densité de flux de stockage**

Le terme  $I$  représente la densité de flux de stockage dans l'air du couvert. Remarquons tout d'abord que, étudié sur une journée complète, ce flux est quasi nul, la concentration en  $\text{CO}_2$  de l'air n'évoluant quasi pas de jour en jour. En conséquence, si le stockage était la seule source d'erreur, son impact sur une estimation à long terme du flux net serait totalement négligeable. Par contre, lorsqu'il est mesuré sur des périodes plus courtes, ce terme devient important. En conditions nocturnes, lorsque la stratification thermique de l'atmosphère est stable et que la turbulence mécanique est faible, le  $\text{CO}_2$  produit par la respiration de l'écosystème s'accumule dans l'air situé sous le point de mesure. Il en résulte un stockage non négligeable. D'autre part, les matins suivant les nuits stables, quand le vent se lève et que l'air du couvert se mélange au reste de l'atmosphère, le  $\text{CO}_2$  stocké pendant la nuit est libéré dans l'atmosphère ce qui provoque un pic de déstockage important (Goulden *et al.*, 1996; Grace *et al.*, 1996). Par contre, durant la journée et les nuits venteuses, ce terme est beaucoup plus faible que le terme d'échange turbulent et peut être négligé.

Le stockage-déstockage de  $\text{CO}_2$  constitue pour de nombreux sites un terme important du bilan de  $\text{CO}_2$  nocturne. Toutefois, ce terme est généralement mesuré en continu et pris en compte dans l'équation 2.6. Plusieurs études précédentes ont montré que sa prise en compte ne suffisait généralement pas à supprimer la sous-estimation des flux nocturnes (Goulden *et al.*, 1996 ; Aubinet *et al.*, 2000).

Des erreurs de mesure du stockage pourraient toutefois subsister. Plusieurs sources d'erreur sont ainsi évoquées dans la littérature : une erreur d'échantillonnage due à une fréquence d'acquisition trop faible surtout lorsque le déstockage s'effectue rapidement (Heinesch *et al.*, 2007), une sous-estimation du stockage réel dû à l'utilisation de concentrations moyennes (Finnigan, 2006), une sous-estimation du stockage réel dû à un échantillonnage spatial insuffisant du profil vertical des concentrations, surtout lorsque ce stockage est calculé à l'aide d'une mesure ponctuelle (Iwata *et al.*, 2005) et enfin, la différence de zones d'influence du système de mesure des flux turbulents et du système de mesure du stockage (hypothèses 1 et 2 de la section 2.1 page 8 non remplies). Ces erreurs pourraient, pour un site donné, être systématiques et biaiser les estimations du NEE nocturne. Cependant, un impact à la fois systématique et d'intensité suffisante pour expliquer la sous-estimation quasi-systématique des flux de nuit n'a jusqu'à présent pas été démontré.

### **3.3.3. Les densités de flux advectifs**

Les termes II et III représentent les densités de flux échangés par advection horizontale et verticale. Pour en donner une représentation concrète, on peut illustrer ces flux au moyen de la notion de volume de contrôle (Figure 2.1). Considérons un flux de scalaire important, transporté par l'écoulement moyen, rentrant dans le volume de contrôle par sa face avant. Si le même flux ressort par la face arrière, le flux net résultant sera nul. Si par contre le flux rentrant est différent du flux sortant, il en résultera un flux net. Dans le cas présenté, il s'agit de l'advection horizontale mais le même raisonnement peut être appliqué pour décrire l'advection verticale. De manière générale, nous qualifierons d'advectif tout flux net résultant de la combinaison d'un mouvement de vent moyen et d'un gradient de concentration de scalaire dans la même direction.

Les termes d'advection verticale et horizontale apparaissent en cas d'inhomogénéité du champ des concentrations et/ou du champ des vitesses. Lorsque le site de mesure est placé sur

des surfaces homogènes, c'est-à-dire plates et recouvertes d'un couvert végétal homogène, ces termes sont traditionnellement considérés comme négligeables puisque les lignes d'écoulement sont parfaitement parallèles à la surface ( $w$  est nul) et que les gradients horizontaux de concentration sont nuls. Ces situations idéales sont rarement rencontrées en pratique et les écoulements au-dessus de deux grands types de surfaces inhomogènes ont été traditionnellement étudiées : les écoulements au-dessus de surfaces planes mais avec un changement abrupt dans la rugosité de la surface ou dans le terme source (Kaimal et Finnigan, 1994, chapitre 4 ; Itier *et al.*, 1994 ; Brunet *et al.*, 1994) et les écoulements au-dessus de collines (Kaimal et Finnigan, 1994, chapitre 5 ; Finnigan, 2004a). Dans les deux cas, le champ des scalaires et les flux dans la couche limite de surface seront modifiés par l'hétérogénéité de la surface. On parlera d'advection locale. Cependant, ces études se limitent aux conditions atmosphériques neutres et ne sont pas en mesure de décrire l'advection locale à l'intérieur d'un couvert végétal haut comme une forêt. Dans le cas du site de Vielsalm, nous étudierons le transport advectif en conditions atmosphériques stables et à l'intérieur de la forêt. Pour ces raisons, les domaines d'étude de l'advection locale cités ici ne seront pas abordés dans ce travail. Le type de transport advectif que nous étudierons est plutôt lié à l'apparition d'écoulements gravitationnels, cette situation étant notamment rencontrée pendant des nuits calmes, sans couverture nuageuse et sur des sites en pente. Nous reviendrons à la section 3.4 sur les processus physiques pouvant être responsables de ces conditions particulières.

Les termes d'advection dans la couche limite de surface présentent des propriétés particulières que nous allons évoquer ici.

Notons tout d'abord que, bien qu'il n'y ait pas de mouvement d'air vertical à la surface du sol, il est possible d'observer une advection verticale au dessus des écosystèmes. Dans ce cas, la présence d'une vitesse verticale moyenne non nulle au dessus de la canopée n'est possible que s'il existe une divergence horizontale de vitesse horizontale moyenne. Celle-ci peut être

due à une circulation d'air à l'échelle topographique ou régionale. Des mesures ont prouvé que si  $\overline{w}$  est généralement nul au dessus des cultures basses, il est fréquent de rencontrer des vitesses verticales non nulles au dessus de canopées hautes comme, par exemple, des forêts (Aubinet *et al.*, 2003; Froelich *et al.*, 2005; Lee, 1998; Paw U *et al.*, 2000). Ces vitesses, associées à un important gradient vertical de concentration de scalaire, peuvent donner lieu à une advection verticale significative.

Par ailleurs, il est important de signaler que l'advection verticale et l'advection horizontale peuvent être a priori du même ordre de grandeur (Finnigan, 1999). En effet, si les gradients horizontaux de scalaires sont généralement beaucoup plus faibles que les gradients verticaux liés à l'inhomogénéité verticale des sources, ceci est compensé par le fait que les vitesses horizontales moyennes de vent sont de un à deux ordres de grandeur plus importantes que les vitesses verticales moyennes.

Dans ces conditions, les advections horizontale et verticale, deviennent des termes importants du bilan de CO<sub>2</sub> du volume de contrôle et ne peuvent plus être négligés sous peine de conduire à une mauvaise estimation de la NEE. Il est de plus en plus largement admis que la non prise en compte de ces termes est la principale cause de l'erreur affectant les flux nocturnes (Aubinet, submitted; Massman et Lee, 2002).

Une solution à ce problème consiste à mesurer directement les flux d'advection. Ceci exige des mesures de vitesses de vent et de concentrations de CO<sub>2</sub> ([CO<sub>2</sub>]). Pour l'advection horizontale, si la mesure de la vitesse horizontale de vent (typiquement de l'ordre de 10 cm s<sup>-1</sup> à 1 m s<sup>-1</sup> dans le couvert) ne pose pas de problème technique majeur, les gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>] sont plus délicats à mesurer, étant seulement de l'ordre de 0,01 μmol mol<sup>-1</sup> m<sup>-1</sup> à 0,1 μmol mol<sup>-1</sup> m<sup>-1</sup>. Sur un transect horizontal de 100 m, cela ne représente en effet qu'une différence de concentration de 1 à 10 μmol mol<sup>-1</sup>, valeurs proches

de la précision de l'analyseur de gaz. Pour l'advection verticale, le problème vient plutôt de la vitesse verticale moyenne qui est de l'ordre de grandeur de la sensibilité de l'anémomètre sonique (quelques  $\text{cm s}^{-1}$ ) et est facilement contaminée par la vitesse horizontale (de l'ordre du  $\text{m s}^{-1}$ ). En raison de ces difficultés, la première estimation d'advection verticale n'a été publiée qu'en 1998 (Lee, 1998) tandis que la première estimation d'advection horizontale n'a été publiée qu'en 2003 par notre équipe (Aubinet *et al.*, 2003).

### 3.3.3.1. Intégration du terme d'advection verticale

L'évaluation du terme d'advection verticale ( $A_v$ , terme III de l'équation 2.6) présente la difficulté d'une intégration sur  $x$  et sur  $z$ . Moyennant des hypothèses raisonnables, ces intégrations peuvent être réalisées analytiquement. Une reformulation de ce terme a ainsi été proposée par Lee (1998).  $A_v$  peut être intégré sur  $x$  en postulant que, à la fois  $\bar{w}$  et l'intégrale verticale de  $\frac{\partial \bar{c}}{\partial z}$  effectuée au centre du volume de contrôle sont représentatives de l'ensemble du volume de contrôle (homogénéité horizontale de  $A_v$ ) :

$$\frac{1}{V_m} \int_0^h \left[ \frac{1}{2L} \int_{x-L}^{x+L} \left( \bar{w} \cdot \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \right) dx \right] dz = \frac{1}{V_m} \int_0^h \bar{w} \cdot \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} dz$$

Ensuite, une intégration par parties permet d'obtenir :

$$\begin{aligned} \frac{1}{V_m} \int_0^h \left( \bar{w} \cdot \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \right) \cdot dz &= \frac{1}{V_m} \left( \left[ \bar{w} \cdot \bar{c} \right]_0^h - \int_0^h \left( \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} \cdot \bar{c} \right) dz \right) = \frac{1}{V_m} \left( \left[ \bar{w} \cdot \bar{c} \right]_0^h - \frac{\bar{w}_h}{h} \int_0^h \bar{c} \cdot dz \right) \\ &= \frac{1}{V_m} \bar{w}_h \cdot (\bar{c}(h) - \langle \bar{c} \rangle) \end{aligned} \quad (3.1)$$

où  $\langle \bar{c} \rangle = \frac{1}{h} \int_0^h \bar{c} \cdot dz$  est la valeur moyenne de la concentration du scalaire entre le sol et la

hauteur  $h$  et où on a utilisé l'hypothèse  $\frac{\partial \bar{w}}{\partial z} \cong \frac{\bar{w}_h}{h}$ . Cette dernière égalité n'est pas triviale.



Comme  $\bar{w}(z)$  doit s'annuler au niveau du sol et vaut  $\bar{w}_h$  à la hauteur  $h$ , cette hypothèse est correcte en ordre de grandeur. Elle implique en fait une augmentation linéaire de  $\bar{w}$  avec la hauteur. Cette hypothèse est validée sur base de modèles d'écoulements (Finnigan, 1999) et est en accord raisonnable avec la seule vérification expérimentale disponible sur une forêt (Marcolla *et al.*, 2005).

Si la concentration de scalaire décroît pour une hauteur croissante, situation typique pour le  $\text{CO}_2$  dans les forêts la nuit, l'advection verticale aura le signe inverse de  $\bar{w}_h$  : lorsque de l'air rentre (sort) dans la forêt et est associé à un gradient vertical de scalaire négatif, l'advection verticale sera positive (négative), ce qui représente un retrait (apport) de scalaire dans le volume de contrôle.

### 3.3.3.2. Intégration du terme d'advection horizontale

En suivant une démarche analogue à celle suivie par Lee (1998) pour intégrer verticalement le terme d'advection verticale, il est possible d'intégrer horizontalement le terme d'advection horizontale ( $A_h$ , terme II de l'équation 2.5). Ainsi, l'intégration horizontale de  $A_h$  peut s'écrire, pour le scalaire  $\text{CO}_2$  ( $\mathfrak{R}_i = c$ ) :

$$\begin{aligned}
 \frac{1}{V_m} \int_0^h \left[ \frac{1}{2L} \int_{x-L}^{x+L} \left( \bar{u} \cdot \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} \right) dx \right] dz &= \frac{1}{V_m} \frac{1}{2L} \int_0^h \left[ \left[ \bar{u} \bar{c} \right]_{x-L}^{x+L} - \int_{x-L}^{x+L} \bar{c} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} dx \right] dz \\
 &= \frac{1}{V_m} \frac{1}{2L} \int_0^h \left[ \bar{u}_+ \bar{c}_+ - \bar{u}_- \bar{c}_- - \frac{\bar{u}_+ - \bar{u}_-}{2L} \int_{x-L}^{x+L} \bar{c} dx \right] dz \\
 &= \frac{1}{V_m} \frac{1}{2L} \int_0^h \left[ \bar{u}_+ \bar{c}_+ - \bar{u}_- \bar{c}_- - \frac{\bar{u}_+ - \bar{u}_-}{2L} \bar{c}_0 2L \right] dz \\
 &= \frac{1}{V_m} \frac{1}{2L} \int_0^h \left[ \bar{u}_+ (\bar{c}_+ - \bar{c}_0) - \bar{u}_- (\bar{c}_- - \bar{c}_0) \right] dz \\
 &= \frac{1}{V_m} \frac{1}{2L} \int_0^h \left[ \frac{\bar{u}_+ + \bar{u}_-}{2} (\bar{c}_+ - \bar{c}_-) \right] dz \\
 &= \frac{1}{V_m} \frac{1}{2L} \int_0^h \left[ \bar{u}_0 (\bar{c}_+ - \bar{c}_-) \right] dz
 \end{aligned} \tag{3.2}$$

où les indices ‘-’, ‘0’, ‘+’ caractérisent les vitesses ou les concentrations à l’entrée (en  $x - L$ ), au centre (en  $x$ ) et à la sortie (en  $x + L$ ) du volume de contrôle.

Cette intégration a nécessité deux hypothèses :

- la deuxième égalité nécessite l’hypothèse d’une évolution linéaire de  $\bar{u}$  avec  $x$

$$\left(\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial^2 x} = 0\right)$$

- la troisième égalité est remplie lorsque  $\bar{c}$  évolue linéairement avec  $x$

$$\left(\frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial^2 x} = 0\right)$$

L’équation 3.2 montre donc que, moyennant les hypothèses de linéarité des profils horizontaux de  $\bar{u}$  et  $\bar{c}$ , l’advection horizontale peut être obtenue en intégrant verticalement le produit de la vitesse horizontale au centre du volume de contrôle par la différence de concentration entre l’entrée et la sortie du volume.

Si la concentration de scalaire croît (décroît) dans la direction du vent horizontal, l’advection horizontale sera positive (négative), ce qui représente un retrait (apport) de scalaire dans le volume de contrôle.

### 3.3.4. La divergence de la densité de flux turbulent horizontale

Le terme IV représente la divergence horizontale de la covariance turbulente horizontale. Elle est supposée être beaucoup plus petite que la divergence verticale de la covariance turbulente verticale (équation 3.3) pour autant que l’échelle spatiale de la divergence du flux turbulent horizontal soit beaucoup plus grande que la hauteur de mesure.

$$\frac{\partial \overline{u' \cdot \mathcal{R}_i'}}{\partial x} \ll \frac{\partial \overline{w' \cdot \mathcal{R}_i'}}{\partial z} \quad (3.3)$$

Ce point est discuté par [Yi et al. \(2000\)](#) qui montrent à l'aide d'une analyse d'échelle que cette condition est largement remplie au-dessus de terrains homogènes où l'échelle spatiale horizontale sur laquelle sont calculés les flux turbulents peut être estimée par le produit de la durée de la période de mesure (1/2 h) par la vitesse de vent (de l'ordre de quelques  $\text{m s}^{-1}$ ), si l'on suppose que les tourbillons ne se déforment pas quand ils sont emportés par le vent moyen (hypothèse de turbulence gelée de Taylor). Par contre, au-dessus de terrains hétérogènes, l'échelle spatiale horizontale pourrait être redéfinie comme la taille des hétérogénéités de la surface. Si cette dernière est plus petite que la zone d'influence des mesures de flux turbulents, elle va être diluée par des tourbillons à grande échelle. Mais si elle est du même ordre de grandeur que la zone d'influence, alors la divergence horizontale du flux turbulent horizontal peut devenir non négligeable.

En pratique, il faut admettre que ce terme n'a quasiment jamais été mesuré, ceci exigeant l'installation d'au moins deux tours de mesure distantes de quelques dizaines de mètres et équipées chacune d'un système de mesure par covariance de turbulences, systèmes soigneusement inter calibrés au préalable. A notre connaissance, une seule estimation de la divergence horizontale du flux turbulent horizontal a été réalisée au-dessus d'un couvert forestier ([Moderow et al., 2007](#)) . Elle concerne le flux de chaleur sensible et confirme que celui-ci est faible en périodes de stabilité atmosphérique.

### **3.4. Processus physiques responsables de l'advection**

Une revue des phénomènes physiques présents dans la couche limite stable et de leur impact sur les mesures de covariances de turbulence a été proposée par [Aubinet \(submitted\)](#). Ces phénomènes sont les brises, les écoulements gravitationnels, la turbulence intermittente, les ondes gravitationnelles, la turbulence à petite échelle et les courants de densité. Il identifie les trois premiers phénomènes comme ayant le plus grand impact sur la mesure des flux

nocturnes. La turbulence intermittente affecte la mesure du flux turbulent tandis que les brises et les écoulements gravitationnels provoquent de l'advection. Dans cette section, nous décrirons donc les brises et les écoulements gravitationnels.

Les *brises* apparaissent quand deux surfaces, caractérisées par des propriétés radiatives ou des capacités thermiques différentes, se réchauffent ou se refroidissent à des vitesses différentes. Le phénomène a été décrit en détail sur des rivages (notamment par Puygrenier *et al.*, 2005, Eliasson *et al.*, 2003) mais se produit aussi à proximité de lacs (Sun *et al.*, 1998), de rivières (Strunin et Hiyama, 2005, De oliveira et Fitzjarrald, 1993) ou à la transition de zones boisées et déboisées (Souza *et al.*, 2000). La plupart des études se concentrent sur des mouvements à méso-échelle qui sont générés sur des échelles spatiales de plusieurs dizaines de kilomètres. De tels mouvements prennent place dans des couches limites épaisses (plusieurs centaines de mètres) et les mesures de flux de surface ne sont alors pas nécessairement découplées de la surface. De plus, ces mouvements génèrent de la turbulence de sorte que le transport turbulent reste le mode de transport majeur. Cependant, Sun *et al.*, 1998 ont montré que, même à cette échelle spatiale, une brise lac-terre peut générer un transport de CO<sub>2</sub> par advection. Dans cette étude, un lac situé au centre d'une région boisée crée une circulation méso-échelle qui draine de l'air de la forêt avoisinante vers le lac pour ensuite le ventiler au-dessus de sa surface. Les auteurs estiment que le transport advectif généré par cette circulation peut affecter les échanges forêt-atmosphère jusqu'à une distance égale à la moitié de la largeur du lac.

Il est probable que de tels mouvements d'air se développent à plus petite échelle le long de lisières de forêts, de clairières et de manière plus générale au-dessus de zones d'occupation du sol hétérogènes. Leur faible extension peut alors provoquer une couche limite plus fine et donc un découplage éventuel des mesures de flux de surface avec la surface, spécialement quand la hauteur de mesure est grande comme sur des forêts matures. La présence d'advection est probable dans ces conditions.

Les *écoulements gravitationnels* se forment quand de l'air plus froid donc plus dense que l'air environnant est accéléré le long de la direction d'une pente par l'action de la gravité (Stull, 1988, p.534). Les écoulements gravitationnels sont couramment observés et abondamment documentés dans le cas de topographies caractérisées par des pentes à grande échelle avec des variations d'altitudes de plusieurs centaines de mètres sur des distances de plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres (Manins, 1979; Papadopoulos et Helmis, 1999; Drobinski *et al.*, 2003). La plupart de ces études avaient pour objectif de comprendre l'impact des écoulements gravitationnels sur la dispersion des polluants en zones peuplées ou de décrire et prédire ces vents notamment en Antarctique où ils peuvent atteindre des vitesses et des extension spatiales considérables (Wendler *et al.*, 1997 ; Parish *et al.*, 1993). L'étude des écoulements gravitationnels à plus petite échelle (variations d'altitude de quelques dizaines de mètres) est plus récente et moins documentée. En effet, à cette échelle spatiale et plus encore en présence d'un couvert végétal, les écoulements gravitationnels sont plus difficiles à mesurer. L'écoulement peut être épisodique, les vitesses et les gradients de température sont faibles et la présence d'arbres ou de végétation de sous-bois complique la situation. De plus, l'étude des écoulements à cette échelle semblait présenter peu d'intérêt. Récemment, la nécessité de mieux caractériser les échanges écosystèmes-atmosphère en conditions nocturnes a relancé cette étude pour des terrains complexes et boisés.

Pour des terrains nus, des études ont montré que les écoulements gravitationnels peuvent se développer sur des pentes aussi faibles que 1 % (Mahrt et Larsen, 1990). Ils sont généralement de faible épaisseur, quelques dizaines de mètres (Mahrt *et al.*, 2001 ; Soler *et al.*, 2002), ils se renforcent avec la distance au sommet de la pente (Horst et Doran, 1986 ; Kondo et Sato, 1988) et avec un écoulement ambiant plus faible (Soler *et al.*, 2002). Ils ont aussi été modélisés (Fitzjarrald, 1984 ; Mahrt, 1982), permettant ainsi de prédire l'évolution de la vitesse le long de la pente ainsi que son profil vertical.

Les écoulements gravitationnels sont aussi très dépendants des forces de friction et donc de la couverture végétale. En particulier, dans les forêts, la modélisation devient alors plus difficile et nécessite une connaissance détaillée de la structure de la canopée permettant d'évaluer les forces de traînée dues à la présence des troncs, des branches et des feuilles (Yi *et al.*, 2005). L'écoulement peut se voir canalisé dans l'espace des troncs souvent plus dégagé que l'espace occupé par la couronne des arbres (Aubinet *et al.*, 2003; Froelich et Schmid, 2006; Froelich *et al.*, 2005; Staebler et Fitzjarrald, 2005; Staebler et Fitzjarrald, 2004; Yi *et al.*, 2005). Dans ces conditions, il se produit un découplage entre la surface et le point de mesure des flux situé au-dessus du couvert. Le transport de  $\text{CO}_2$  par advection verticale et horizontale se réalisant dans ces conditions est probablement la source d'erreur la plus fréquente et la plus importante pour les mesures de flux nocturnes.

Les brises et les écoulements gravitationnels peuvent se combiner. Un bel exemple est donné par Goulden *et al.* (2006) sur un site situé sur un plateau dans la forêt Amazonienne. En utilisant des images satellites de températures de surface (Land Surface Temperature), ils mettent en évidence une répartition horizontale des températures qui est liée à la topographie et à l'utilisation du sol. Les rivières ainsi que les parties supérieures et les bordures des plateaux sont plus chaud que les pâtures, les ravins et les centres des plateaux. Il en résulte des écoulements locaux d'air froid, de faible épaisseur, qui provoquent un découplage entre les mesures effectuées au sommet de la forêt et influencées par l'écoulement synoptique et l'émission des sources.

### 3.5. Correction $u^*$

Devant l'ampleur du problème de la sous-estimation des flux nocturnes et la difficulté de mesurer directement les termes manquants dans l'équation 2.7, il a fallu développer une technique permettant de corriger les données de flux pour obtenir des estimations fiables de la

séquestration sans devoir recourir à des techniques de mesure plus sophistiquées. Cette technique, couramment appelée ‘correction  $u_*$ ’, consiste à filtrer les données nocturnes en prenant les conditions de turbulence atmosphérique comme indicateur. Le set de données épuré est ensuite utilisé pour remplacer les données manquantes, soit au moyen de régressions empiriques, soit en utilisant des tables de données. Nous détaillons ici l’application de la correction  $u_*$ .

Celle-ci est basée sur le postulat qu’en périodes turbulentes (caractérisées par une valeur élevée de  $u_*$ ), la somme  $F + S$  est bien représentative de la NEE (en d’autres termes, les conditions de validité de la relation 2.7 sont remplies et les flux d’advection sont négligeables) et que les problèmes surgissent exclusivement en conditions de faible turbulence, caractérisées par des valeurs de vitesse de friction inférieures à une valeur seuil,  $u_{*seuil}$ . Cette valeur seuil est définie comme la valeur de la vitesse de friction en deçà de laquelle la somme  $F + S$  décroît avec  $u_*$  (Figure 3.1). Lorsque la valeur de  $u_{*seuil}$  a été établie, toutes les données de flux en deçà de cette valeur sont écartées.

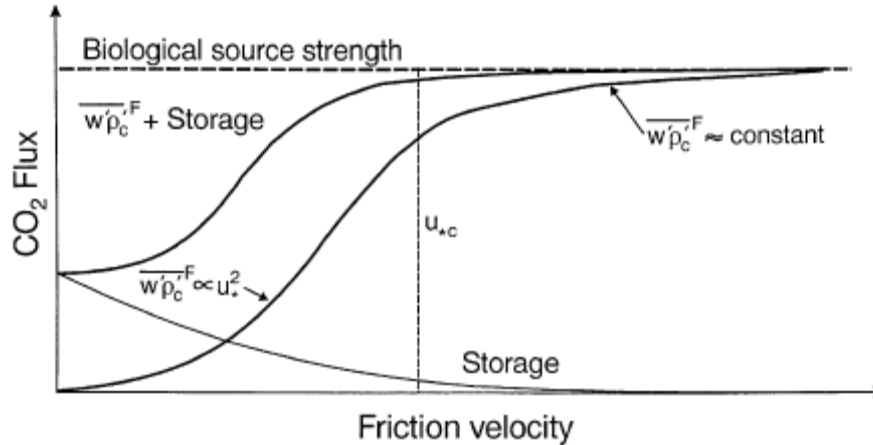


Figure 3.1. Evolution schématique du flux nocturne normalisé en fonction de la

vitesse de friction. :  $\overline{w'\rho_c'^F}$  représente le flux turbulent ( $F$ ) (extrait de [Massman et Lee, 2002](#)).

Si le but final est le calcul de la séquestration annuelle, les données manquantes doivent être remplacées afin d'obtenir des séries de données continues que l'on peut sommer pour obtenir la séquestration. A cette fin, des modèles empiriques ou basés sur l'étude de processus sont utilisés. Mais pour calibrer ces modèles, des données valides sont nécessaires. Plutôt que d'avoir recours à des méthodes indépendantes de la méthode aérodynamique (sujettes à leurs propres erreurs) pour obtenir ces données valides, les auteurs n'ont souvent d'autre choix que d'utiliser les flux obtenus par la méthode aérodynamique aux grands  $u_*$ , considérés comme valables. Toutes ces méthodes de remplacement de données manquantes sont donc dépendantes de cette valeur  $u_{*,seuil}$ . L'ensemble de cette procédure de correction est appelé 'correction  $u_*$ ' et permet théoriquement de pallier à la sous-estimation des flux nocturnes.

La valeur seuil de la vitesse de friction seuil n'est pas universelle mais dépend du site considéré, voire dans certains cas de la période de l'année. Elle varie typiquement de 0,1 à 0,6  $\text{m s}^{-1}$ . La détermination de la valeur de ce seuil est une étape importante de la correction  $u_*$ .

L'impact de la correction  $u_*$  sur la séquestration annuelle est typiquement inférieure à



100 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> ce qui représente cependant une fraction non négligeable de la séquestration annuelle (Papale *et al.*, 2006).

Malgré un succès indéniable (Papale *et al.*, 2006), la correction  $u_*$  n'est pas exempte de défauts. Les principales critiques émises à son encontre sont :

- les statistiques de la régression entre  $F$  normalisé et  $u_*$  sont en général très mauvaises. Les coefficients de détermination de la régression sont inférieures à 0,2 (Aubinet *et al.*, 2000).
- la normalisation du flux par rapport à la température n'est pas indépendante du choix du seuil. Elle est en effet basée sur des données supposées valides en fonction d'une valeur de  $u_{*seuil}$ , elle-même basée sur le flux normalisé ;
- la détection du  $u_{*seuil}$  se fait généralement par inspection visuelle de la relation entre le flux normalisé (corrigé du stockage) et  $u_*$ . Ce choix se fait donc le plus souvent de manière arbitraire.

Gu *et al.* (2005) ont proposé récemment un algorithme répondant à une partie de ces critiques et tentant d'établir une procédure standard de recherche de  $u_{*seuil}$ . Toutefois, cette procédure ne s'applique pas avec succès sur tous les sites (Moureaux *et al.*, 2006).

Outre ces critiques, il faut réaliser que la correction  $u_*$  est une procédure empirique et qu'elle ne nous apprend rien sur les causes de la sous estimation des flux de nuits.

Ces critiques ne doivent pas masquer les succès obtenus par cette méthode de détection de données non valides et de remplacement de données manquantes. De nombreux auteurs rapportent des comparaisons favorables entre les respirations nocturnes obtenues d'une part par les flux turbulents et le stockage associés aux méthodes de remplacement de données manquantes et d'autre part par soit des mesures par chambres de respiration de sol, de troncs

et de feuilles (Wohlfahrt *et al.*, 2005), soit l'ordonnée à l'origine de la courbe de réponse entre les flux diurnes et l'éclairement (Falge *et al.*, 2002 ; Suyker et Verma, 2001 ; Hollinger *et al.*, 1999).

### 3.6. Objectifs du travail

La discussion précédente justifie l'intérêt de la communauté scientifique pour tout élément pouvant faire progresser la mesure des flux nocturnes et renforcer ainsi la crédibilité des estimations de séquestrations annuelles de CO<sub>2</sub>.

L'analyse réalisée ci-dessus montre qu'une estimation complète de la NEE en périodes nocturnes nécessite la mesure, outre des flux turbulents verticaux de CO<sub>2</sub> ( $F$ ) et du stockage de CO<sub>2</sub> dans l'air situé sous la hauteur de mesure des flux turbulents ( $S$ ), des gradients horizontaux et verticaux des valeurs moyennes de vitesse de vent et de concentrations (termes composant  $A_h$  et  $A_v$ ).

Une campagne exploratoire avait été réalisée dans ce but en 1999 sur le site de Vielsalm (Aubinet *et al.*, 2003). Elle avait permis de mettre en évidence l'occurrence régulière d'écoulements gravitationnels en conditions nocturnes. Une évaluation qualitative de l'advection avait été proposée. Notre contribution personnelle à cette première étude sera précisée plus loin.

Dans la présente étude, nous nous appuierons sur une campagne mieux instrumentée et dédiée à l'étude de l'advection pour tenter de répondre aux questions suivantes :

- Comment les écoulements gravitationnels sont-ils générés ? Quelles sont leur fréquence, leur évolution en cours de nuit et leur extension spatiale ?

- Est-il techniquement possible de mesurer l'advection ? Plus précisément, la mesure des gradients horizontaux de  $[\text{CO}_2]$  et de la composante verticale de la vitesse de l'écoulement est-elle réalisable ? Quelle est l'incertitude liée à ces mesures ?
- La vitesse verticale est-elle liée aux écoulements gravitationnels ? Si oui, par quel mécanisme ?
- Les écoulements gravitationnels advectent-ils du  $\text{CO}_2$  ?
- Est-ce que l'évaluation quantitative de l'advection est réalisable ? Peut-elle améliorer l'estimation de la NEE en périodes nocturnes ?

---

## **II. METHODOLOGIE**

## 4. Matériel et méthode

### 4.1. Description du site expérimental

#### 4.1.1. Vielsalm

Le site expérimental est situé dans la forêt domaniale du Grand Bois de Vielsalm, localisée à l'est de la Belgique en Ardenne orientale (50°18' N, 6°00' E). Le climat est de type tempéré océanique avec des températures annuelles moyennes de 8 °C et des précipitations moyennes annuelles de 1000 mm.

Le site expérimental comprend deux parcelles d'arbres matures respectivement dominées par le Douglas (*Pseudotsuga Menziesii* (Mirb.) Franco) de 35 m de haut et le hêtre (*Fagus sylvatica* L.) de 27 m de haut. Ces deux espèces représentent à elles deux 80% de la surface terrière et du volume sur pied. A ces deux espèces dominantes sont associés diverses espèces compagnes : sapin pectiné (*Abies alba* Miller), épicéa (*Picea abies* (L.) Karst), pin sylvestre (*Pinus sylvestris* L.) et chêne pédonculé (*Quercus robur* L.). La carte d'occupation du sol est donnée à la Figure 4.1. Le type de sol est très homogène. Il s'agit d'un sol brun acide à drainage normal classé cambisol dystrique. Sa profondeur moyenne est de 1 m. Une description plus fine de la phénologie du site est donnée par [Laitat et al. \(1999\)](#) et une description du sol est donnée par [Longdoz \(2000\)](#) et [Perrin \(2005\)](#).

Les vents dominants provenant du Sud-Ouest et du Nord-Est, les mesures de flux turbulents caractériseront respectivement une zone mixte et la Douglasseraie (Figure 4.1 et Figure 4.3). De plus, l'application d'un modèle simple recherchant la zone d'influence des mesures de flux turbulent ( « footprint » en anglais) a permis d'identifier la zone d'influence des mesures

pour différentes conditions de stabilité atmosphérique : en conditions instables, la zone cumulative d'influence à 90 % (distance en amont de l'écoulement qui englobe 90 % des sources) est de 437 m, en conditions neutres, elle est de 1037 m et en conditions stables, elle est d'environ 1800 m ([Aubinet \*et al.\*, 2001](#)).

Deux parcelles expérimentales jouxtant la tour ont été choisies pour les mesures d'advection. Chacune caractérise une espèce dominante. Dans ces parcelles, il y a 230 pieds par hectare, le rayon des couronnes varie entre 3 et 4 m et l'incrément en bois a été estimé à  $7 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$ . Le sous-bois est très clairsemé dans la parcelle de Douglas (quelques fougères et myrtilliers) et inexistant dans la parcelle dominée par les hêtres (Figure 4.2). Les indices foliaires (simple face non projetée) sont compris entre 3 et 4.

Le site se situe à 475 m d'altitude. Il est situé sur le flanc d'une vallée ouverte (440 m à 560 m). La pente, de l'ordre de 3 % ( $1,7^\circ$ ), est orientée du Sud Est au Nord-Ouest et est relativement régulière dans un rayon de 500 m autour de la tour. En remontant la pente vers le Sud Est, on rencontre d'abord, à 400 m de la tour, un espace ouvert occupé par une pépinière, puis un escarpement de 25 m de dénivellation situé à environ 600 m de la tour (Figure 4.1). Ensuite, à 800 m, le relief s'adoucit et la direction de la pente change.

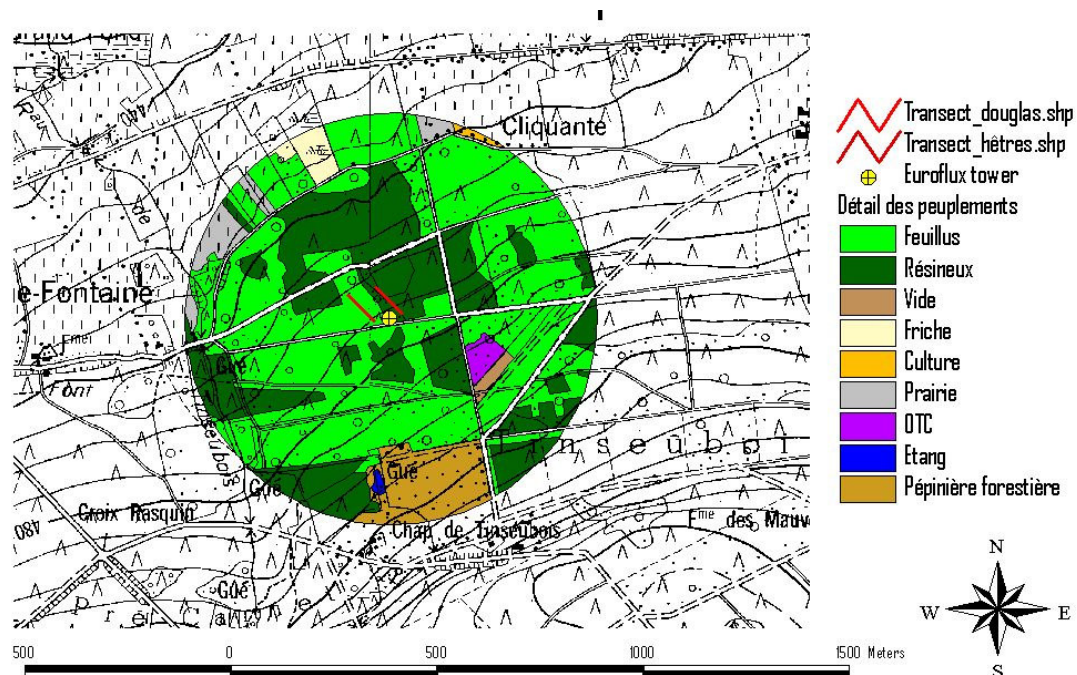


Figure 4.1. Carte des peuplements forestiers dans un rayon de 500 m autour de la tour de mesure des flux de Vielsalm.

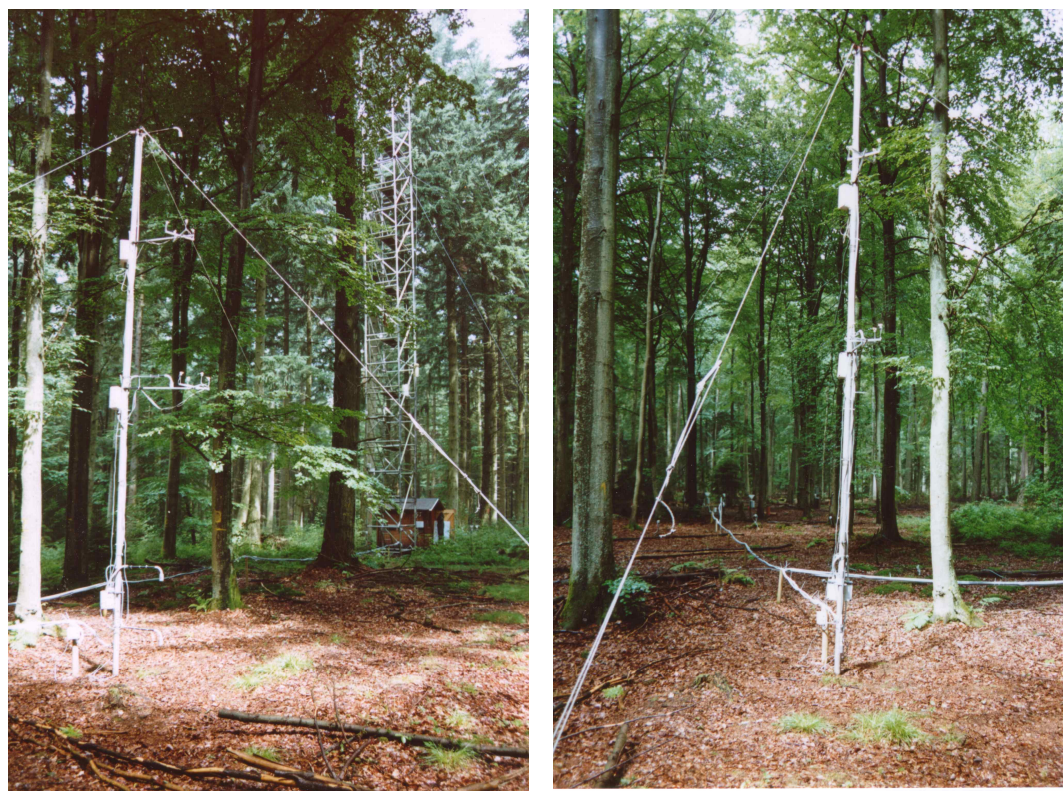


Figure 4.2. Illustration du type de sous-bois. Le mât en avant-plan est l'un des mâts auxiliaires du dispositif de mesure de l'advection positionné dans la parcelle des hêtres, la tour principale est en arrière-plan.



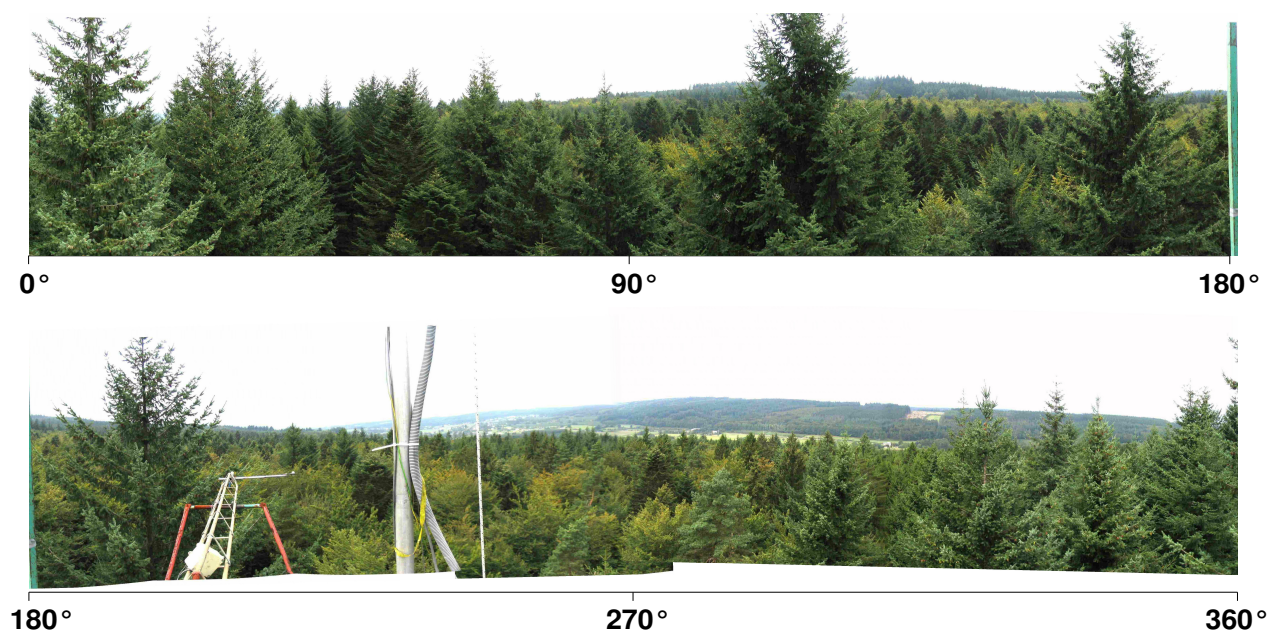


Figure 4.3. Panoramique pris du sommet de la tour.

## 4.2. Système expérimental permanent

Le système expérimental permanent est constitué de deux dispositifs :

- Un système de mesure des flux par covariance de turbulence qui mesure les densités de flux turbulents de  $\text{CO}_2$ , de chaleur sensible et de vapeur d'eau échangé à l'interface entre l'atmosphère et l'écosystème ;
- Une station de mesure météorologique qui permet de décrire les conditions météorologiques dans lesquelles se font ces échanges.

A ces dispositifs vient s'ajouter un dispositif temporaire permettant la mesure directe de l'advection et qui sera décrit à la section 4.3.

### 4.2.1. Système de mesure de covariance de turbulence

Le système de mesure par covariance de turbulences comprend un anémomètre sonique tridimensionnel (Solent 1012 R2 ; Gill Instruments, Lymington, UK) et un analyseur de gaz par spectroscopie infrarouge non-dispersive et de type 'chambre fermée' (LI-COR 6262, LI-



COR, Lincoln, New England, USA) placés au sommet d'une tour de 36 m de haut (voir Figure 4.4 et Table 4.1). Ce système est contrôlé par un ordinateur équipé d'un logiciel d'acquisition, d'analyse et de traitement de données (EDISOL, Edinburgh, UK, puis Meteotools, MPI, Jéna, GER).

L'anémomètre sonique permet de mesurer les trois composantes de la vitesse de vent et la vitesse du son dont on déduit la température de l'air (Coppin et Taylor, 1983). Il est positionné à 40 m de haut, au bout d'un bras vertical de 4 m de long qui s'ajoute à la hauteur de la tour. La fréquence de ces mesures est de 21 Hz. Les concentrations en CO<sub>2</sub> et vapeur d'eau sont mesurées par l'analyseur de gaz par spectroscopie infrarouge. L'air est prélevé en continu, à proximité de l'anémomètre, au moyen d'un système comprenant une pompe (NO22AN18, KNF 15 l mn<sup>-1</sup>, Freiburg-Munzingen, GER), 10 m de tuyaux en Téflon de 4 mm de diamètre intérieur, et de deux filtres (Acro50, Gelman, USA). Les tuyaux sont chauffés afin d'éviter la condensation et les filtres sont placés afin d'éviter une contamination de la chambre d'analyse. L'air prélevé est amené à l'analyseur de gaz où il est comparé à un gaz de référence (azote N50, Air liquide, Liège, B) afin d'en déduire les concentrations en CO<sub>2</sub> et vapeur d'eau de l'air. Ce dispositif permet d'enregistrer les fluctuations de concentrations jusqu'à une fréquence de 10 Hz. De manière générale, la méthodologie de mesure employée à Vielsalm est celle mise au point au sein du groupe CARBOEUROPEIP (Aubinet *et al.*, 2000). Des informations complémentaires et des détails techniques sont aussi donnés par Aubinet *et al.* (2001) et Heinesch (2001).

#### 4.2.2. Station météo

Des mesures complémentaires sont réalisées pour décrire les conditions météorologiques dans lesquelles les échanges forêt-atmosphère se réalisent. A cette fin, une station météo est installée sur la tour et dans les deux parcelles représentatives des deux espèces dominantes. Les parties de ce dispositif expérimental directement utilisées dans ce travail sont visualisées

à la Figure 4.4. On mesure notamment les températures, les rayonnements, les précipitations, la pression atmosphérique. La liste des variables et des flux mesurés ainsi que celle des capteurs utilisés est donnée à la Table 4.1. Les capteurs fournissent une mesure toute les demi-heures excepté pour les capteurs 1 et 2 (fréquence de 20 Hz et 10 Hz nécessaire au système de mesure de covariance de turbulence). D'autres mesures sont réalisées en routine sur le site et n'ont pas été utilisées directement pour ce travail comme par exemple des mesures de température de sol et de troncs, d'humidité de l'air, d'interception de rayonnement et de précipitation par la canopée, de contenu en eau du sol et de flux de chaleur dans le sol et de flux de respiration du sol à l'aide de chambres automatiques.

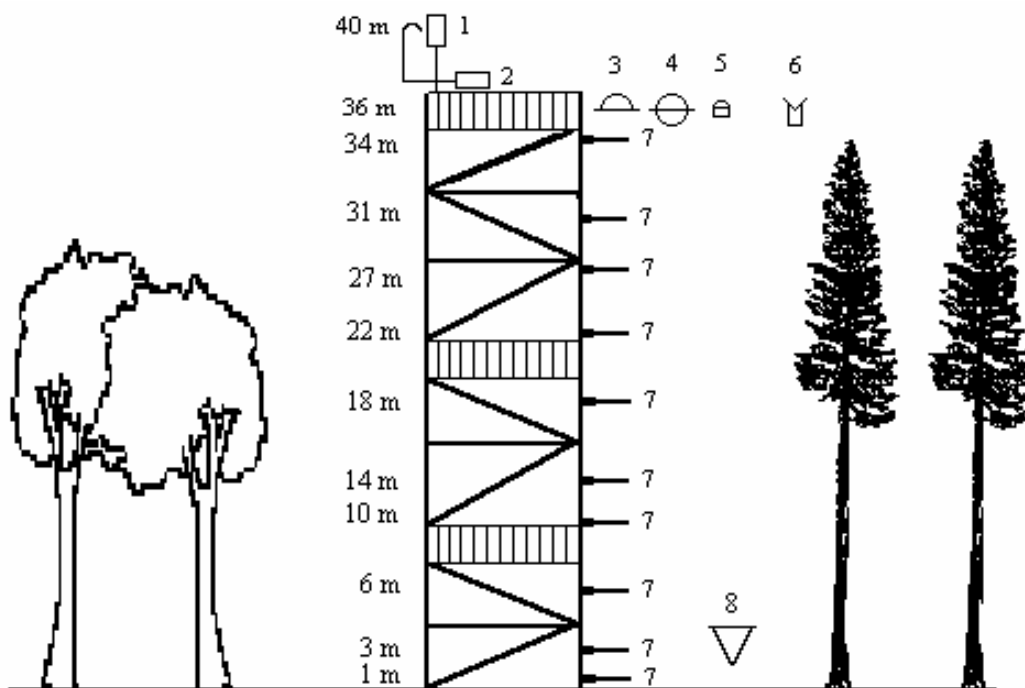


Figure 4.4. : Capteurs du dispositif expérimental du site de Vielsalm utilisés pour ce travail. Les numéros de capteurs sont référencés à la Table 4.1.

	<b>Grandeurs mesurées</b>	<b>Capteurs</b>	<b>Référence</b>	<b>Nbr</b>
1	3 composantes de la vitesse du vent	Anémomètre sonique	Solent 1012R2, Gill Instr. Lymington (UK)	1
2	Concentration en CO <sub>2</sub> et vapeur d'eau	Analyseur de gaz par infrarouge	6262, LI-COR, Lincoln (NE, USA)	1
3	Ddf radiatif solaire incident	Pyranomètre	CM5, Kipp and Zonen, Delft (NL)	1
4	Ddf radiatif net	Pyrradiomètre	8111, Schenk, Wien (A)	1
5	Ddf de photons photosynt. Actif	Cellules photos réceptrices	SD101Q, Delta-T, Cambridge (UK)	1
6	Précipitation	Collecteur + auget basculant	UPB, FUSAGx, Gembloux (B)	1
7	Température de l'air	Résistance platine	PT1000, Hy-Cal Eng., El Monte (USA)	10
8	Pression atmosphérique	Baromètre	MPX4115A, Motorola, Phoenix (Ar, USA)	1

Table 4.1. : Liste des grandeurs mesurées et des appareils de mesure.

### 4.3. Mesure directe de l'advection

#### 4.3.1. Structure générale du dispositif

L'évaluation de l'advection de CO<sub>2</sub> nécessite un échantillonnage des [CO<sub>2</sub>] et des vitesses de vent en de nombreux endroits du volume de contrôle. L'advection horizontale étant liée à la fois à la vitesse horizontale sous le couvert et aux gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>], ces deux grandeurs doivent être échantillonnées sous le couvert. Ceci nécessite l'établissement de lignes de prélèvement horizontales. Toutefois, le fait qu'à Vielsalm les écoulements d'air sont

quasi toujours alignés dans le sens de la plus grande pente pendant les périodes qui nous intéressent (voir chapitre 7) justifie le choix d'une approche bidimensionnelle et permet de limiter le dispositif à une ligne de prélèvement unique, placée parallèlement à cette direction. Par ailleurs, l'advection verticale étant liée à la composante verticale de la vitesse et au gradient vertical de  $[\text{CO}_2]$ , ces deux grandeurs devront également être échantillonnées. Le profil vertical détaillé de  $[\text{CO}_2]$  sera mesuré sur la tour du système principal alors que la composante verticale de la vitesse du vent sera déduite des mesures effectuées par l'anémomètre sonique du système de mesure par covariance de turbulences. Une description du dispositif expérimental temporaire est présentée à la Figure 4.5. Le système comprend quatre anémomètres soniques bidimensionnels et vingt points de prélèvement d'air pour l'analyse des  $[\text{CO}_2]$ . Ces deux dispositifs sont décrits en détail aux sections suivantes.

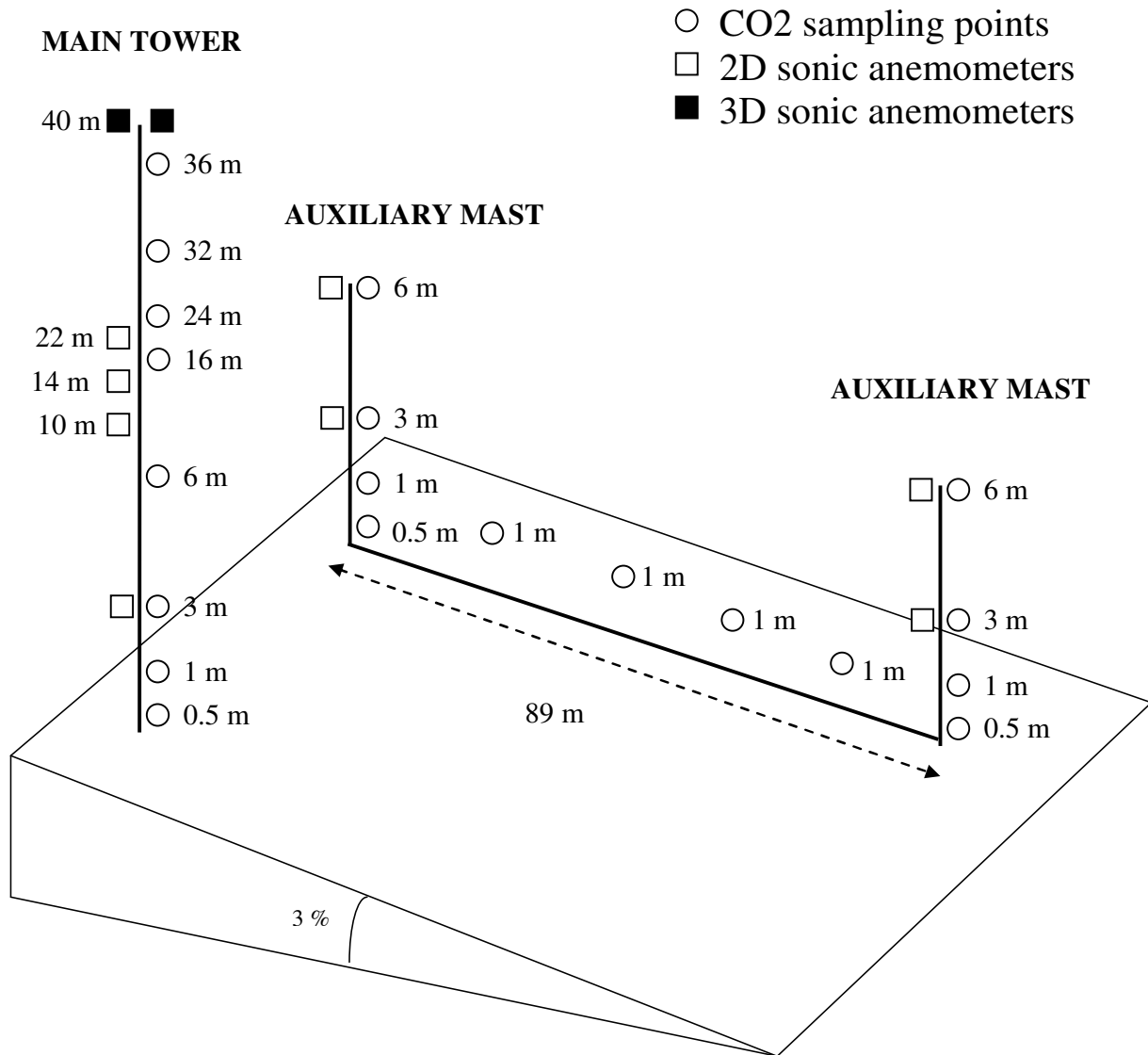


Figure 4.5. Schéma du dispositif expérimental pour la mesure de l'advection. Le positionnement exact des mâts auxiliaires par rapport à la tour est indiqué sur la carte, Figure 4.1.

### 4.3.2. Historique des campagnes

Deux campagnes de mesure utilisant le même dispositif, ont été réalisées à Vielsalm. La première s'est déroulée de Mai 2002 à Août 2002 (4 mois). Le transect horizontal était alors placé parallèlement à la direction de plus grande pente dans la parcelle des hêtres, à une trentaine de mètres de la tour principale. Une deuxième campagne a été réalisée de mi-Mai à mi-Juin 2003. Le transect horizontal était alors placé dans la parcelle des Douglas, également à une trentaine de mètres de la tour principale. Le positionnement exact des mâts auxiliaires

par rapport à la tour principale est donné à la Figure 4.1. Nous avons choisi d'effectuer ces campagnes durant les saisons de végétation. En effet, c'est pendant ces période que le terme source est le plus grand. La période de dormance présente, elle, une activité biologique très réduite, laissant peu de chance de mettre en évidence un transport advectif de CO<sub>2</sub>.

### 4.3.3. Mesure des concentrations de CO<sub>2</sub>

Vu la faible valeur des gradients de [CO<sub>2</sub>] devant être mis en évidence (de l'ordre de 0,01 à 0,1  $\mu\text{mol mol}^{-1} \text{ m}^{-1}$  pour le gradient horizontal), toutes les précautions doivent être prises pour éviter l'apparition d'erreurs systématiques et pour limiter les erreurs aléatoires inhérentes à cette mesure. Le dispositif de prélèvement des [CO<sub>2</sub>] a été conçu pour réduire ces erreurs au maximum.

#### 4.3.3.1. Description du système de prélèvement et de mesure

Le dispositif de prélèvement est constitué d'un analyseur de gaz par spectroscopie infrarouge non-dispersive et de type 'chambre fermée' (LI-COR 6262), de pompes, de vannes, de tubes, de filtres, d'un multiplexeur et d'un PC. Le détail des différents appareils utilisés est donné à la Table 4.2.

Capteurs	Référence	Nbr
Analyseur de gaz par infrarouge	6262, LI-COR, Lincoln (NE, USA)	1
Tuyaux de prélèvement	PUN-6x1-SW, FESTO, Esslingen (Germany)	300 m
Pompes de prélèvement	KNF N86KN18, 15 l min <sup>-1</sup> , Village Neuf (France)	3
Multiplexeur	UPB, FUSAGx, Gembloux (B)	1
Vannes 2 voies	134240C, Bürkert Contromatic, Wijnegem (B)	20
Vannes 3 voies	125348B, Bürkert	5

	Contromatic, Wijnegem (B)	
--	---------------------------	--

Table 4.2. Références du matériel utilisé pour le séquenceur de [CO<sub>2</sub>].

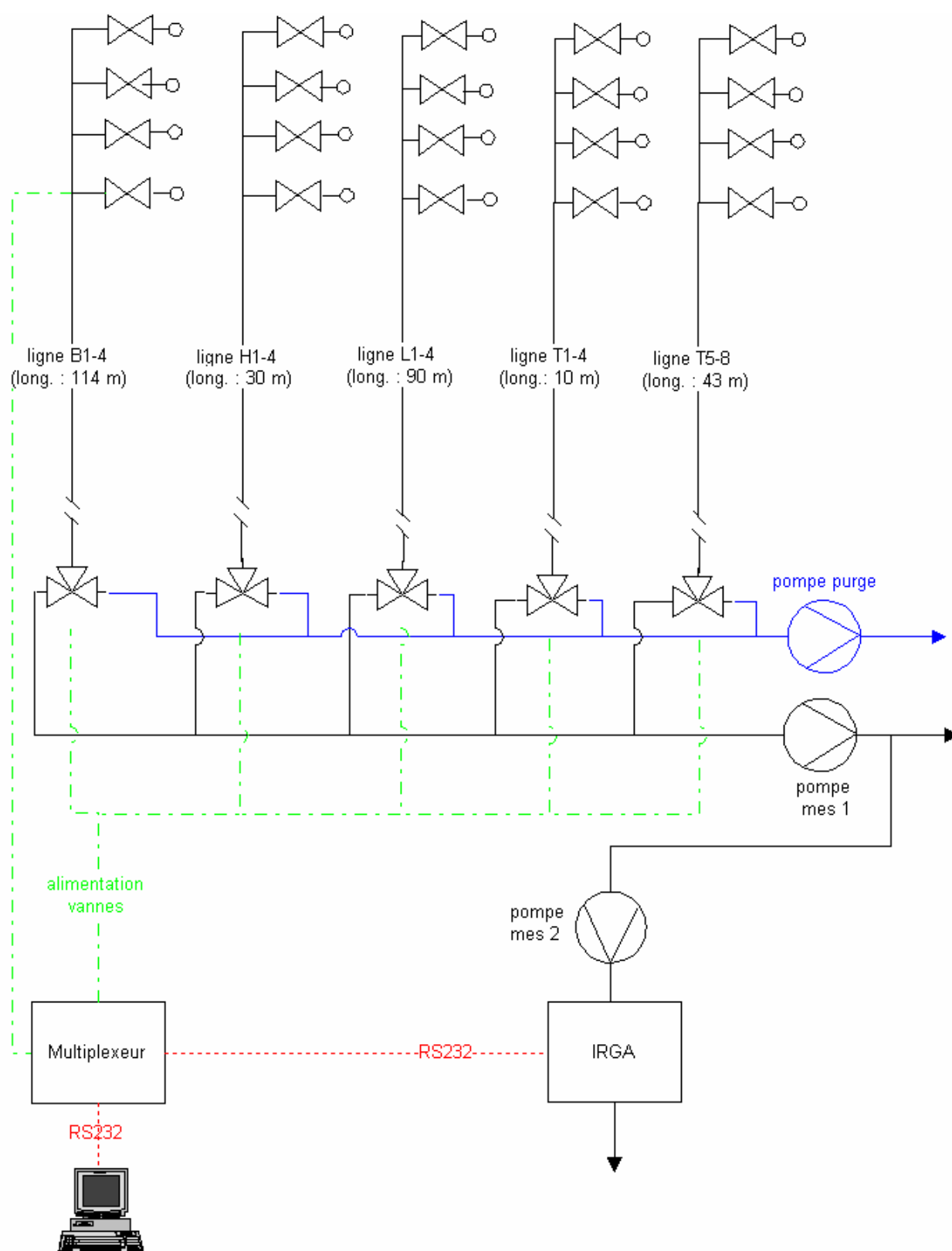
Le multiplexeur a pour fonction de commander les vannes, d'interroger l'analyseur et d'envoyer les données au PC pour assurer leur stockage. Les données brutes sont stockées ainsi que les moyennes bi-horaires.

Le système comporte 20 points de mesure qui se répartissent spatialement comme suit (Figure 4.5) :

- 1 profil vertical de 8 points sur la tour principale (nommée T) ;
- 2 profils verticaux de 4 points positionnés sur des mâts auxiliaires (nommés H et B) alignés sur la pente et distants de 89 m ;
- 1 transect horizontal (nommé L) de 4 points équidistants à 1 m de hauteur entre les deux mâts auxiliaires.

Le positionnement des mâts auxiliaires et du transect est donné à la Figure 4.1 et les hauteurs de mesure sont données à la Figure 4.5.

La séquence de mesure permettant d'échantillonner sur ces 20 points doit être conçue pour minimiser les temps de purge et permettre ainsi d'échantillonner le plus vite possible sur ces 20 points de prélèvement. Cette séquence dépend de la configuration du tubage. Cinq lignes permettent d'échantillonner les 20 points de mesure (voir Figure 4.6 pour le schéma du tubage). Chaque ligne comporte donc 4 points de mesure.

Figure 4.6. Schéma du séquenceur de [CO<sub>2</sub>].



#### 4.3.3.2. Caractéristiques des tubes des filtres et de l'analyseur de gaz

Les tubes pour le transport de l'air sont en polyuréthane (4 mm de diamètre intérieur, FESTO, Esslingen, Germany). Le choix du matériau peut avoir un impact important sur les temps de purge, certains matériaux présentant une perméabilité trop grande au gaz concerné ou ayant tendance à adsorber ou désorber ce gaz sur leur paroi. Des tests ont été menés en laboratoire en injectant un gaz de référence ( $350 \mu\text{mol mol}^{-1}$  de  $[\text{CO}_2]$ ) dans un tube préalablement purgé à l'air ambiant et en observant l'évolution de la  $[\text{CO}_2]$  vers le niveau de référence. Avec les longueurs de tuyau, les débits et les temps de purge représentatifs des conditions de terrain, les  $[\text{CO}_2]$  s'approchent à  $0,2 \mu\text{mol mol}^{-1}$  du niveau de référence. Cette valeur, proche de la résolution de l'analyseur est largement satisfaisante pour la mise en évidence de gradients, même très faibles. De meilleures performances sont atteintes par des matériaux plus onéreux comme le polyéthylène ou le Bev-line. Leur utilisation, très répandue, s'impose surtout pour la mesure de la vapeur d'eau, qui n'est pas l'objet de ce travail. De l'air à  $[\text{CO}_2]$  élevée a été injecté sur tous les raccords pour tester l'étanchéité du système de tubage ainsi qu'en bout de chaque ligne pour estimer les temps de purge et détecter d'éventuelles restrictions qui pourraient affecter le débit. Le débit dans les lignes varie de  $2,5 \text{ l min}^{-1}$  à  $3,4 \text{ l min}^{-1}$  suivant la longueur des tuyaux. Le bout de ligne est équipé d'un filtre et d'un capuchon grillagé pour éviter l'intrusion d'eau, d'insectes ou de poussières. Les références du matériel utilisé sont données à la Table 4.2.

Un autre paramètre à contrôler est la pression régnant dans la chambre de l'analyseur. En effet la mesure de  $[\text{CO}_2]$  en dépend et doit donc faire l'objet d'une correction. A cette fin, l'analyseur est équipé d'un capteur de pression. Cependant, le temps de réponse de ce capteur n'est pas instantané si bien que la mesure de  $[\text{CO}_2]$  peut être faussée à la suite d'un changement brusque de pression. Pour limiter les variations brusques de pression lors d'un changement de vanne et pour éviter de s'appuyer trop sur la correction de pression, l'air à

analyser est échantillonné à partir du tuyau principal à l'aide d'une pompe auxiliaire (pompe mesure 2 de la Figure 4.6). De cette façon, la pression dans la chambre de l'analyseur est constante.

Lorsqu'il est autour de la concentration atmosphérique, l'analyseur utilisé présente, une précision de  $1 \mu\text{mol mol}^{-1}$ , une répétabilité de  $0,2 \mu\text{mol mol}^{-1}$  et une très bonne stabilité (LI6262, instruction manual, LI-COR). Sa chambre de référence était constamment purgée par de l'air passant par un dessicant et de la chaux sodée. Il était calibré une fois par semaine.

#### 4.3.3.3. Stratégie de prélèvement

La stratégie de prélèvement consiste à pomper l'air en provenance de différents points à travers différents tuyaux pour amener les échantillons à mesurer à proximité de l'analyseur de gaz qui effectue la mesure de  $[\text{CO}_2]$  séquentiellement (Xu *et al.*, 1999). L'utilisation d'un analyseur unique pour toutes les mesures permet d'éviter des erreurs systématiques dues à des différences de calibration d'instrument à instrument. Celles-ci deviennent en effet critiques lorsque les différences que l'on veut mettre en évidence entre les mesures sont proches de la limite de justesse des instruments (Feigenwinter *et al.*, 2004). Dans ces conditions, le nombre de points pouvant être échantillonnés dans un intervalle de temps donné est limité par la nécessité de purger entre deux mesures les parties de tuyaux communes aux différents points de prélèvement. Il faut donc trouver un compromis entre la fréquence du cycle de mesure et le nombre de points analysés. Notre dispositif a été optimisé de manière à permettre le prélèvement en 20 points sur une durée de 3 min 45 s.

La sélection de la ligne à placer en mesure se fait avec les vannes 3-voies. La sélection du point à activer sur une ligne donnée se fait à l'aide des vannes 2-voies. Nous balayerons successivement toutes les lignes en sélectionnant un seul point par ligne. Avant de réaliser une mesure, il est nécessaire de purger la totalité de la ligne, entre le point de prélèvement et

l'IRGA. Comme les vannes 3-voies sont regroupées physiquement près de l'analyseur, la ligne comporte une partie courte (environ 3 m) en aval de la vanne 3-voie et une partie longue (de 30 à 114 m) en amont de cette vanne. La purge se réalise en deux phases. Chacune des lignes est connectée en permanence à la pompe de purge, et dans chaque ligne une des quatre vannes deux voies est ouverte. De cette manière, les parties amont des cinq lignes sont purgées en permanence et il y a en permanence un point sélectionné par ligne : le point à mesurer pour la ligne de mesure et, pour les autres lignes qui sont en purge, le point qui devra être mesuré dès que ces lignes basculeront en mesure. Lors de la mesure, on connecte la ligne que l'on désire échantillonner à la pompe 1 via la vanne trois voies. Un temps d'attente est respecté de manière à permettre la purge de la partie aval de la ligne. Cette partie étant courte, un délai de 5 s est suffisant. Après ce délai, un prélèvement est effectué à l'aide de la pompe 2, 5 mesures sont prises à la fréquence de 0,7 Hz. Ensuite, un autre point est sélectionné sur la ligne, elle est mise en purge et une autre ligne est sélectionnée pour la mesure. De cette manière, en une demi-heure, les  $[CO_2]$  peuvent être mesurées à cinq reprises pendant 8 périodes, à intervalle constant. La  $[CO_2]$  est déduite de la moyenne de ces mesures.

Le détail de la séquence est donné à la Table 4.3. En plus de l'optimisation des temps de purge, on remarque que les points situés à la même hauteur sur les mâts auxiliaires (par exemple H1, B1) sont adjacents dans la séquence. Les mesures sur ces deux points sont donc pratiquement simultanées (décalage de 5 s). Ceci permet d'éviter qu'une variation temporelle des concentrations (par exemple une augmentation uniforme des concentrations) ne soit interprétée comme une variation spatiale des concentrations.

Pas de la séquence	Point sélectionné	Pas de la séquence	Point sélectionné
A	T1	K	T3
B	T5	L	T7
C	H1	M	H3
D	B1	N	B3
E	L1	O	L3
F	T2	P	T4
G	T6	Q	T8
H	H2	R	H4
I	B2	S	B4
J	L2	T	L4

Table 4.3. séquence de mesure des concentrations de CO<sub>2</sub>. T, H, B et L représentent respectivement la tour principale, le mât auxiliaire en amont, le mât auxiliaire en aval et le transect horizontal entre H et B. Pour la tour et les mâts, la numérotation est croissante du sol vers le sommet de la forêt tandis que pour le transect horizontal, elle est croissante de l'amont vers l'aval.

Signalons finalement qu'en dehors des campagnes spécifiques d'advection, l'échantillonnage des [CO<sub>2</sub>] sur la tour principale était assuré par un analyseur moins performant (WMA-2, PP system, Hitchin, UK) qui échantillonnait les concentrations à trois hauteurs (9, 21 et 36 m ; 1996 à 2002) ou huit hauteurs (idem qu'à la Figure 4.5; après 2002). Ces données ont été utilisées pour calculer le terme de stockage à la section 6.

#### 4.3.4. Mesure des vitesses de vent

La mesure de la vitesse verticale s'effectue à l'aide de l'anémomètre sonique tridimensionnel du système de covariance de turbulence décrit à la section 4.2.1. De plus, pendant l'entière de la campagne 2002, un anémomètre sonique tridimensionnel supplémentaire a été positionné au sommet de la tour principale, latéralement séparé de celui du système de covariance de turbulence par une distance de 2 m et situé à la même hauteur (40 m) et à l'extrémité du même type de support. Cet anémomètre est le modèle R3 du même fabricant

(Solent 1012 R3 ; Gill Instruments, Lymington, UK) et présente les mêmes caractéristiques géométriques que le modèle R2. Les données du R3 seront exploitées à la section 5.2.2.2 pour une comparaison d'instruments.

La mesure de vitesse horizontale sous la canopée s'est effectuée à l'aide d'anémomètres soniques bidimensionnels fabriqués par notre unité (Michel Yernaux, Unité de physique des bio-systèmes, UPB), d'après la description de [Coppin \*et al.\* \(1983\)](#). Leur positionnement est décrit à la Figure 4.5 et une photographie est donnée à la Figure 4.7. Ces anémomètres fonctionnent à 3 Hz et présentent une distance de 0,6 m entre les capteurs. Leur conception permet de minimiser les déformations de l'écoulement. Ils ont été calibrés par comparaison avec le Gill R2 et se comportent bien pour la mesure d'écoulements moyens modérés (comme ceux rencontrés sous la canopée) et présentent un seuil de mesure de seulement  $0,05 \text{ m s}^{-1}$ . De plus amples détails sont donnés dans [Wang \*et al.\* \(1999\)](#).



Figure 4.7. Photo de l'anémomètre sonique bidimensionnel fabriqué par notre unité de recherche (Michel Yernaux).

## 4.4. Méthodologie de la mesure

### 4.4.1. Estimation de la vitesse verticale au moyen de la méthode

#### PFM(S)

Nous cherchons ici à obtenir la composante verticale de la vitesse de vent  $\bar{w}$  qui apparaît dans l'équation de conservation 2.5. Le système de coordonnées dans lequel est exprimée cette équation est le système cartésien  $e_i$ , baptisé PF et introduit à la section 2.2 (aligné sur les lignes d'écoulement moyennées sur une longue période). Dans ce système, la composante verticale  $\bar{w}$  est en principe nulle en conditions neutres. Par contre, en situation stable, des mouvements de divergence ou de convergence peuvent apparaître et générer des mouvements verticaux. Ce sont ces mouvements que nous cherchons à mettre en évidence.

La composante verticale de vitesse de vent ( $\bar{w}$ ) est déduite de la mesure effectuée par l'anémomètre sonique tridimensionnel du système de mesure par covariance de turbulences ( $\bar{w}_s$ ).

La procédure visant à déduire  $\bar{w}$  à partir de  $\bar{w}_s$  consiste à éliminer deux termes apparaissant dans  $\bar{w}_s$  et qui n'ont pas de signification météorologique. Tout d'abord, sauf dans le cas d'un terrain parfaitement plat et horizontal, il est pratiquement impossible de positionner l'anémomètre perpendiculairement aux lignes d'écoulement moyennes. En effet, sur un terrain à topographie complexe, celles-ci ne sont identifiables qu'après plusieurs semaines de mesure. De plus, même si elles sont connues, un positionnement précis de l'anémomètre reste difficile en l'absence d'inclinomètre. Dans ces conditions, une composante verticale non nulle de la vitesse apparaît dans  $\bar{w}_s$  qui provient simplement d'un positionnement inadéquat de l'anémomètre par rapport aux lignes d'écoulement. Ensuite, il faut aussi tenir compte d'une composante verticale artificielle pouvant provenir d'erreurs d'appareillage (déflexion de la vitesse du vent par le support de l'anémomètre, bruit électronique) qui sont spécifiques à un appareil particulier.

L'élimination de ces deux effets indésirables va se faire au moyen de la rotation de coordonnées décrite en 2.2 permettant l'estimation de la composante de la vitesse perpendiculaire aux lignes moyennes d'écoulement ( $\bar{w}$ ) à partir des moyennes bi-horaires des composantes de la vitesse de vent dans le référentiel de l'anémomètre  $s_i$  ( $\bar{u}_s, \bar{v}_s, \bar{w}_s$ ). Les étapes de cette procédure sont (Lee *et al.*, 2004b, chap. 3 ; Wilczack *et al.*, 2001) :

- Détermination d'une période pendant laquelle l'orientation de l'anémomètre n'a pas été modifiée (plusieurs semaines minimum) et sélection de périodes de mesure pour lesquelles on peut supposer que la composante de la vitesse perpendiculaire aux lignes moyennes d'écoulement à long-terme ( $\bar{w}$ ) est nulle en moyenne;

- Etablissement sur cette période d'une régression linéaire entre la composante verticale et les composantes horizontales de la vitesse du vent dans le référentiel de l'anémomètre sonique :

$$\bar{w}_s = b_0 + b_1 \bar{u}_s + b_2 \bar{v}_s \quad (4.1)$$

- Utilisation de ces coefficients  $b_0, b_1, b_2$  pour définir les vecteurs de base  $\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3$  du référentiel de destination  $\mathbf{e}_i$  dans le référentiel  $\mathbf{s}_i$  ;
- Utilisation de ce nouveau référentiel pour calculer  $\bar{w}$  sur *toutes* les demi-heures, en particulier celles correspondant à des périodes stables.

Nous allons discuter ces différentes étapes en détail.

#### 4.4.1.1. Sélection des données

L'objectif est ici de caractériser la façon dont l'écoulement est modelé par la topographie du lieu, sans tenir compte des éventuels effets de circulation locale générés en situation stable. Pour ce faire, il est nécessaire que la relation 4.1 soit établie exclusivement sur des mesures effectuées en conditions neutres (vents forts), comme suggéré par [Finnigan \(1999\)](#). Dans ces conditions, l'hypothèse d'un  $\bar{w}$  nul en moyenne sur une longue période signifiera que, sur cette période, les lignes d'écoulement ne peuvent s'écarter du plan moyen que de manière aléatoire. Ceci est plausible si l'on ne sélectionne que des périodes venteuses. En pratique, à Vielsalm, nous sélectionnerons les périodes pour lesquelles le module de la vitesse de vent est supérieur à  $2 \text{ m s}^{-1}$ .

#### 4.4.1.2. Régression linéaire

Les coefficients  $b_0, b_1$  et  $b_2$  sont immédiatement déduits d'une régression linéaire effectuée entre les mesures de  $\bar{w}_s$  d'une part et de  $\bar{u}_s$  et  $\bar{v}_s$  d'autre part. Cette régression est réalisée sur l'ensemble des données sélectionnées. Toutefois, lorsque la topographie du site est plus



complexe et les lignes d'écoulement ne peuvent pas être considérées comme formant un plan, une nouvelle régression sera recalculée pour chaque secteur de vent incident. Nous parlerons alors de 'planar fit method by sectors' (PFMS). En pratique, à Vielsalm, les anémomètres tridimensionnels placés au-dessus du couvert n'ayant pas été déplacés en cours de campagne, la totalité de la campagne sera utilisée pour l'établissement de la 'PFM(S)'. Vu la complexité de la topographie, la PFMS sera appliquée, la régression linéaire bidimensionnelle étant calculée dans chaque secteur de  $5^\circ$  d'angle azimutal.

La signification des coefficients de régression mérite d'être détaillée. Les coefficients  $b_1$  et  $b_2$  décrivent l'évolution de  $\bar{w}_s$  par rapport à  $\bar{u}_s$  et  $\bar{v}_s$  respectivement qui provient de l'inclinaison de l'anémomètre par rapport aux lignes moyennes d'écoulement.

Si les valeurs de  $\bar{w}_s$  observées étaient exclusivement dues à un effet topographique, le coefficient  $b_0$  devrait être nul ce qui n'est pas le cas en pratique. Ce coefficient traduit donc les effets instrumentaux. Deux causes possibles en ont été identifiées :

- a) un offset statique ( $\bar{w}_s$  non nul en absence de vent) peut provenir de l'électronique de l'anémomètre sonique (Grelle et Lindroth, 1994; Lee, 1998; Wilczack *et al.*, 2001). Cet offset diffère probablement d'un type d'anémomètre sonique à l'autre. Il peut être testé en plaçant un anémomètre sonique dans une boîte fermée et sans mouvements internes d'air d'origine convective (Staebler, 2003 ; Lee *et al.*, 2004a).
- b) un offset dynamique peut aussi apparaître, dû soit à une perturbation de l'écoulement provoquée par les montants de l'anémomètre ou les capteurs eux-mêmes soit à un mauvais alignement des capteurs. Il dépend de la direction du vent, de la géométrie de l'anémomètre et de l'angle d'attaque du vent incident. Cette source d'erreur sur les composantes du vent est aussi connue sous le terme d'erreur d'angle d'attaque (Gash et Dolman, 2003). Plusieurs équipes ont réalisé des calibrations d'anémomètres soniques en

soufflerie aérodynamique et ont montré que la calibration proposée par le fabricant n'était pas suffisante pour résoudre ce problème (Grelle et Lindroth, 1994 ; Van der Molen *et al.*, 2004 ; Heinemann, 1997 ; Shimizu *et al.*, 1999). En particulier, Wieser *et al.* (2001) ont testé un Gill R2 avec des vents incidents horizontaux et ont mis en évidence des angles d'inclinaison du vecteur vent dus aux causes citées plus haut qui variaient de  $-1,8^\circ$  à  $+1,4^\circ$ , suivant la direction du vent incident. En étudiant des vents incidents non horizontaux, ils ont obtenus des écarts par rapport à l'inclinaison réelle qui variaient de  $-1,3^\circ$  à  $+0,9^\circ$ , suivant l'angle d'attaque du vent incident (limité entre  $-8^\circ$  et  $+8^\circ$ ). Remarquons enfin que les résultats obtenus en soufflerie, c'est-à-dire en conditions d'écoulement laminaire, ne sont pas nécessairement extrapolables aux conditions de terrain où l'écoulement est le plus souvent turbulent (Högstrom et Smedman, 2004).

Les problèmes a) et b) étant d'origine purement techniques, nous utiliserons plus loin, sauf mention contraire, le terme d'« offset technique » pour caractériser à la fois l'offset statique et l'offset dynamique. Nous supposons que ces effets sont décrits par le coefficient  $b_0$  et que ce terme est constant au cours de la période considérée.

#### 4.4.1.3. Détermination du nouveau référentiel

Le référentiel PF ( $\mathbf{e}_1$ ) est déterminé de la manière suivante :

On considère que  $\bar{w}$  est donné par le produit scalaire de  $\mathbf{e}_3$  et de la vitesse moyenne corrigée par le terme d'offset technique,  $\bar{U}$  :

$$(4.2)$$

où :  $k_1, k_2, k_3$  représentent les coordonnées du vecteur  $\mathbf{e}_3$  dans le système de coordonnées de l'anémomètre.

La résolution de l'équation (4.2) pour  $\bar{w}_s$  donne :

$$\bar{w}_s = b_0 - \frac{k_1}{k_3} \bar{u}_s - \frac{k_2}{k_3} \bar{v}_s + \bar{w} / k_3 \quad (4.3)$$

Vu la sélection des périodes choisies, on peut considérer que  $\bar{w}$  s'annule en moyenne sur une longue période. L'analogie entre (4.1) et (4.3) nous permet alors d'écrire :

$$b_1 = -k_1 / k_3 \text{ et } b_2 = -k_2 / k_3$$

Ce qui définit complètement  $\mathbf{e}_3$  à partir de  $b_1$  et  $b_2$ , et du fait que ce vecteur est unitaire.

En pratique, seul  $\mathbf{e}_3$  est nécessaire à la détermination de  $\bar{w}$ . Toutefois, pour être complet, nous établirons également les deux autres axes du référentiel :

$\mathbf{e}_2$  peut être déduit de  $\mathbf{e}_3$  sachant qu'il est perpendiculaire à ce dernier, par définition et qu'après rotations, il est perpendiculaire à  $\bar{\mathbf{U}}$  (voir définition de  $\mathbf{e}_i$ , section 2.2). Donc  $\mathbf{e}_2$  est défini par le produit vectoriel :

$$\mathbf{e}_2 = \mathbf{e}_3 \times \bar{\mathbf{U}} / |\mathbf{e}_3 \times \bar{\mathbf{U}}|$$

Enfin, comme  $\mathbf{e}_i$  est un repère orthonormé,  $\mathbf{e}_1$  est obtenu par:

$$\mathbf{e}_1 = \mathbf{e}_2 \times \mathbf{e}_3$$

Cette technique permet donc de 'visualiser' dans le référentiel  $\mathbf{s}_i$  le plan ( $\mathbf{e}_1$ ,  $\mathbf{e}_2$ ) formé par les lignes d'écoulement moyennes.

#### 4.4.1.4. Calcul de $\bar{w}$

Le calcul de  $\bar{w}$  s'effectuera par projection du vecteur  $\bar{\mathbf{U}}$  sur l'axe  $\mathbf{e}_3$ , selon 4.2 ce qui s'exprime explicitement par la relation :

$$\bar{w} = k_1 \bar{u}_s + k_2 \bar{v}_s + k_3 (\bar{w}_s - b_0)$$

Les autres composantes sont obtenues de manière similaire, par projection du vecteur  $\bar{\mathbf{U}}$  sur les axes  $\mathbf{e}_1$  et  $\mathbf{e}_2$ . Dans la suite, nous nous référerons à cette méthode à l'aide de son appellation anglaise de 'planar fit method' (PFM).

#### 4.4.1.5. Représentation graphique

Une façon pratique de représenter graphiquement la surface décrite par l'extrémité du vecteur vent  $\bar{\mathbf{U}}$  dans le référentiel  $\mathbf{s}_i$  est de tracer l'angle d'inclinaison  $\beta$  en fonction de l'angle azimuthal  $\alpha$ . Si la surface est un plan passant par l'origine (sans offset  $b_0$ ), alors cette courbe sera une sinusoïde. Un offset positif (négatif) systématique se traduirait par un décalage de cette sinusoïde vers le haut (bas). Un offset dépendant de la direction du vent se traduirait par un décalage et/ou une déformation de la sinusoïde. C'est cette représentation graphique que nous utiliserons pour décrire la surface décrite par l'extrémité du vecteur vent dans le référentiel  $\mathbf{s}_i$  plutôt qu'une représentation 3D, moins lisible.

#### 4.4.2. Méthodes alternatives pour le calcul de $\bar{\mathbf{w}}$

La procédure proposée ci-dessus n'est pas unique, plusieurs alternatives ayant été proposées par d'autres auteurs. Nous allons les présenter brièvement ici. Leur validité sera également testée par la suite.

##### 4.4.2.1. Correction d'angle d'attaque

La correction d'angle d'attaque se présente comme une alternative à l'introduction du coefficient  $b_0$  dans la procédure de rotation. Cet offset technique qui pourrait affecter l'anémomètre sonique pourrait être évalué en soufflerie et une calibration pourrait être appliquée, avant rotation, sur les mesures  $\{u_s, v_s, w_s\}$ .

Van der Molen *et al.* (2004) a proposé une telle calibration à appliquer sur les données brutes.

La correction est présentée comme générique pour une géométrie donnée d'anémomètre sonique et se superpose à la calibration du fabricant. La calibration est donnée par :

$$w_c = w \frac{\sin \beta}{\sin \beta + \varepsilon_{\sin}} \quad (4.4)$$

où  $\beta$  est l'angle d'attaque du vent incident et  $w$  est la vitesse verticale brute.  $\varepsilon_{\sin}$  peut être décrit comme un polynôme du 3<sup>ème</sup> degré en  $\beta$ , ses paramètres étant obtenus par expérimentation en soufflerie. Bien sûr, comme l'angle d'attaque est déterminé à partir des composantes mesurées de la vitesse de vent, qui sont elles-mêmes affectées par les erreurs d'angle d'attaque, les paramètres doivent être obtenus par une procédure itérative.

Cette approche ne remplace bien sûr pas la 'PFM(S)' puisqu'elle corrige seulement des offsets techniques et pas de l'inclinaison de l'anémomètre par rapport aux lignes d'écoulement à long-terme. Cependant, la comparaison entre les données corrigées par la 'PFMS' et la correction d'angle d'attaque permet d'évaluer l'importance de l'offset technique dans la 'PFMS'.

#### 4.4.2.2. Obtention de $w$ par l'équation de continuité

Nous allons voir plus loin que la méthode PFMS est entachée de larges incertitudes : en effet, la composante verticale de la vitesse étant de un à plusieurs ordres de grandeurs inférieure à ses composantes horizontales, une petite erreur sur ces dernières peut avoir un impact très important sur la première. Par ailleurs, la vitesse verticale obtenue par la PFMS est définie localement et on peut s'interroger sur sa représentativité spatiale.

Au vu de ces difficultés, il reste intéressant de chercher des méthodes alternatives. Une possibilité est offerte par l'utilisation de l'équation de continuité. Dans un écoulement bidimensionnel et pour un fluide incompressible, elle s'écrit en un point :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} = -\frac{\partial \bar{w}}{\partial z} \quad (4.12)$$

Après intégration sur le volume de contrôle et en postulant que  $\bar{w}(h)$  est indépendant de  $x$ , on obtient :

$$\bar{w}(h) = -\int_0^h \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} dz$$

En postulant que la divergence de la vitesse horizontale est constante sur la couche d'épaisseur  $h$ , cette relation peut finalement s'intégrer pour donner :

$$\bar{w}(h) = -\frac{\Delta \bar{u}}{2L} h \quad (4.13)$$

L'équation 4.13 permet donc d'obtenir  $\bar{w}$  à une hauteur  $h$  à partir de la divergence de  $\bar{u}$  le long de l'écoulement. Cette approche est séduisante mais souffre elle aussi d'inconvénients : en particulier, elle nécessite la détermination du gradient horizontal de la vitesse du vent qui est difficile à réaliser. Cette approche sera évaluée plus loin.

## 5. Incertitudes de mesures

Nous analysons ici les incertitudes affectant les mesures des variables intervenant dans les termes advectifs. Il s'agit des concentrations de CO<sub>2</sub> et des composantes horizontale et verticale de la vitesse du vent. L'incertitude relative étant plus importante pour les gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>] et pour la composante verticale de la vitesse vu la faible valeur de ces variables, nous analyserons en détail ces deux cas.

### 5.1. Incertitude de mesure des concentrations de CO<sub>2</sub>

A la section 4.3.3 (description du séquenceur de [CO<sub>2</sub>]), nous avons décrit toutes les précautions prises pour éviter les erreurs systématiques sur les [CO<sub>2</sub>] qui soient dues à l'appareillage. Nous voulons maintenant caractériser l'incertitude aléatoire sur les mesures de [CO<sub>2</sub>] due à l'échantillonnage. Cette étude a été réalisée lors d'une campagne spécifique, préalable à la campagne d'advection et a permis d'optimiser la stratégie d'échantillonnage. La représentativité spatiale de ces mesures sera analysée dans la partie résultats à la section 7.6.3.

L'incertitude la plus importante sur les mesures de concentration provient de l'échantillonnage. En effet, la [CO<sub>2</sub>] en un point donné peut présenter de fortes variations au cours du temps. Un exemple est donné à la Figure 5.1 pour un point à 1 m du sol et en conditions d'écoulement gravitationnel. Il apparaît des pics négatifs d'une durée d'environ 1 minute qui se superposent à l'évolution générale des concentrations. Il est vraisemblable qu'ils sont dus à des bouffées d'air en provenance du dessus de la canopée et donc plus pauvre en CO<sub>2</sub>. Toutefois, aucune corrélation claire entre ces pics et la vitesse verticale au-dessus de la canopée n'a pu être établie.

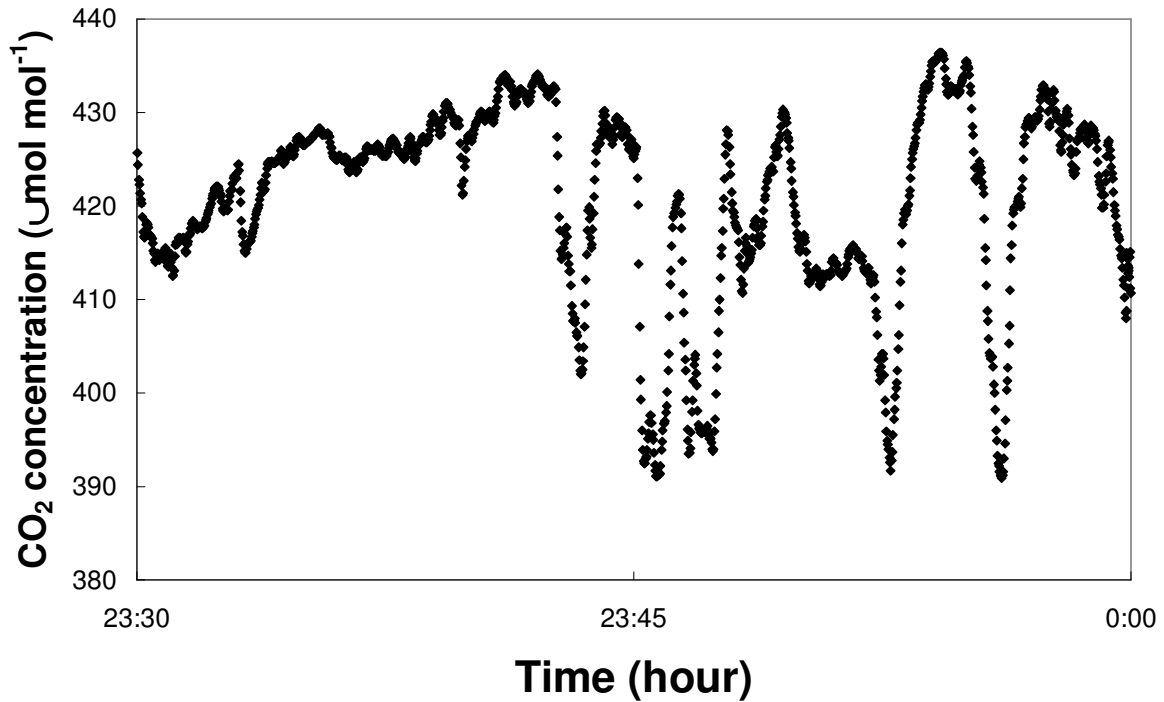


Figure 5.1. Evolution temporelle de la [CO<sub>2</sub>] au cours d'une demi-heure stable, à 1 m du sol.

Si l'essentiel de la demi-heure se déroule en conditions stables, la turbulence intermittente liée à ces bouffées peut modifier radicalement les concentrations de CO<sub>2</sub> dans le couvert en un laps de temps court. Sachant que nous utiliserons les concentrations mesurées pour caractériser essentiellement ces épisodes répertoriés comme stables et que la nécessité de mesurer plusieurs points nous oblige à échantillonner le signal, l'incertitude liée à l'échantillonnage de ce signal fortement variable pourrait prendre des proportions importantes. Nous allons donc la chiffrer.

Dans ce but, des mesures à haute fréquence de [CO<sub>2</sub>], similaires à celles présentées à la Figure 5.1, ont été réalisées pendant une semaine en un point situé à 1 m du sol. Le signal moyen a été ensuite comparé avec le même signal échantillonné artificiellement à différentes fréquences.

Pour ce faire, le signal a été échantillonné à une fréquence donnée  $n$  à plusieurs reprises en utilisant à chaque fois un point de départ aléatoire. Chaque réalisation produit une moyenne



de [CO<sub>2</sub>] pour cette demi-heure. On considère que l'écart type de la distribution de ces concentrations moyennes est une mesure de l'incertitude due à l'échantillonnage sur cette demi-heure et à cette fréquence donnée  $n$ . Le nombre de réalisations a été choisi suffisamment grand pour obtenir un écart-type constant pour une demi-heure donnée (20 dans notre cas).

L'évolution avec le nombre d'échantillons de l'incertitude moyenne des [CO<sub>2</sub>] est donnée à la Figure 5.3, séparément pour les conditions atmosphériques turbulentes et stables. L'incertitude est plus grande en conditions stables car le signal est plus variable. En conditions atmosphériques stables, l'incertitude est de  $1,9 \mu\text{mol mol}^{-1}$  quand les mesures sont prises 5 fois par demi-heure et descend en dessous de  $0,6 \mu\text{mol mol}^{-1}$  quand les mesures sont prises au moins 20 fois par demi-heure. Dans notre cas, où nous cyclons 8 fois par demi-heure, l'incertitude est estimée à  $1,3 \mu\text{mol mol}^{-1}$ .

L'impact de cette incertitude due à l'échantillonnage sur les gradients de concentration et sur les différents flux peut être évalué à partir de cette estimation : en effet, le stockage et l'advection horizontale et verticale étant proportionnels à des différences de [CO<sub>2</sub>] moyennes, l'incertitude relative sur les flux due à cet échantillonnage sera égale à l'incertitude relative sur la différence de concentrations. Si l'on suppose que les incertitudes sur les deux concentrations que l'on soustrait sont indépendantes, l'incertitude absolue sur la différence de concentration est reliée à celles-ci selon  $\varepsilon_{\Delta[\text{CO}_2]} = \sqrt{\varepsilon_{[\text{CO}_2]}^2 + \varepsilon_{[\text{CO}_2]}^2}$  (Taylor, 1997). Elle vaut dans notre cas  $1,8 \mu\text{mol mol}^{-1}$ . L'incertitude relative qui en résulte dépend bien entendu de la valeur de la différence de concentration prise en compte. Son impact est donc différent pour chaque flux.

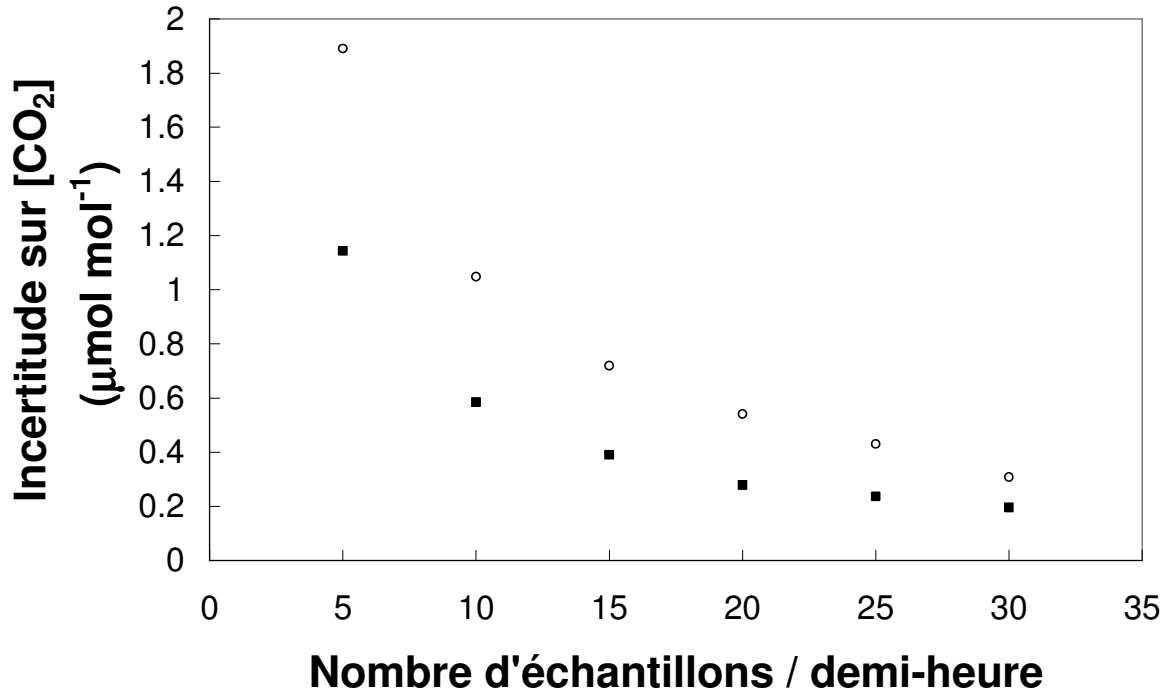


Figure 5.2. Incertitude sur les [CO<sub>2</sub>] due à l'échantillonnage pour des conditions instables-faiblement stables (carrés pleins, 64 demi-heures) et pour des conditions stables (cercles ouverts, 80 demi-heures)

Pour le stockage, la différence est à considérer entre deux mesures successives prises à une demi heure d'intervalle. Toutefois, les 8 points du profil interviennent dans le calcul et on peut raisonnablement considérer que chaque mesure est effectuée indépendamment de l'autre. Dans ces conditions, une limite supérieure de l'incertitude sur le flux due à l'échantillonnage est d'environ  $0,63 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Ceci représente une fraction significative (10% ou plus) du flux. Ceci constitue toutefois une borne supérieure de l'erreur puisque la variabilité temporelle (i.e., l'amplitude des pics négatifs) de la concentration est supposée plus faible aux hauteurs plus grandes.

Pour l'advection verticale, la différence est à considérer entre différentes hauteurs au même moment. Comme les gradients de concentration verticaux sont grands, l'incertitude relative sur les différences de [CO<sub>2</sub>] et donc sur l'advection verticale sera limitée par rapport à celle sur l'advection horizontale. Typiquement elle sera inférieure à 2 %.

Pour l'advection horizontale, la différence est à considérer entre des concentrations prises près du sol à une certaine distance horizontale l'une de l'autre et au même moment. Ces différences étant nettement plus faibles, l'impact de l'incertitude sera beaucoup plus important. Lorsque l'évaluation est basée sur seulement deux points de mesure, l'incertitude peut monter jusqu'à 20 voire 40%. Elle peut être réduite en utilisant un profil de plusieurs points. Toutefois, pour un système donné, l'augmentation du nombre de points de mesure se fera toujours au détriment de la fréquence d'acquisition.

Cette incertitude est probablement la cause la plus importante d'incertitude pour l'advection horizontale. Toutefois, lorsque le processus d'advection se répète au cours du temps l'incertitude sur les flux peut être réduite en multipliant les mesures au cours de longues campagnes. La Figure 5.3 illustre ce point en présentant l'évolution de l'erreur standard de la moyenne sur la différence de [CO<sub>2</sub>] entre les extrémités du transect horizontal en fonction du nombre de mesures. Cette erreur standard est encore de 1,2  $\mu\text{mol mol}^{-1}$  au bout de 100 demi-heures de mesures et continue de décroître ensuite. L'obtention de 100 demi-heures de mesures en conditions stables à Vielsalm nécessite environ 10 nuits de mesure.

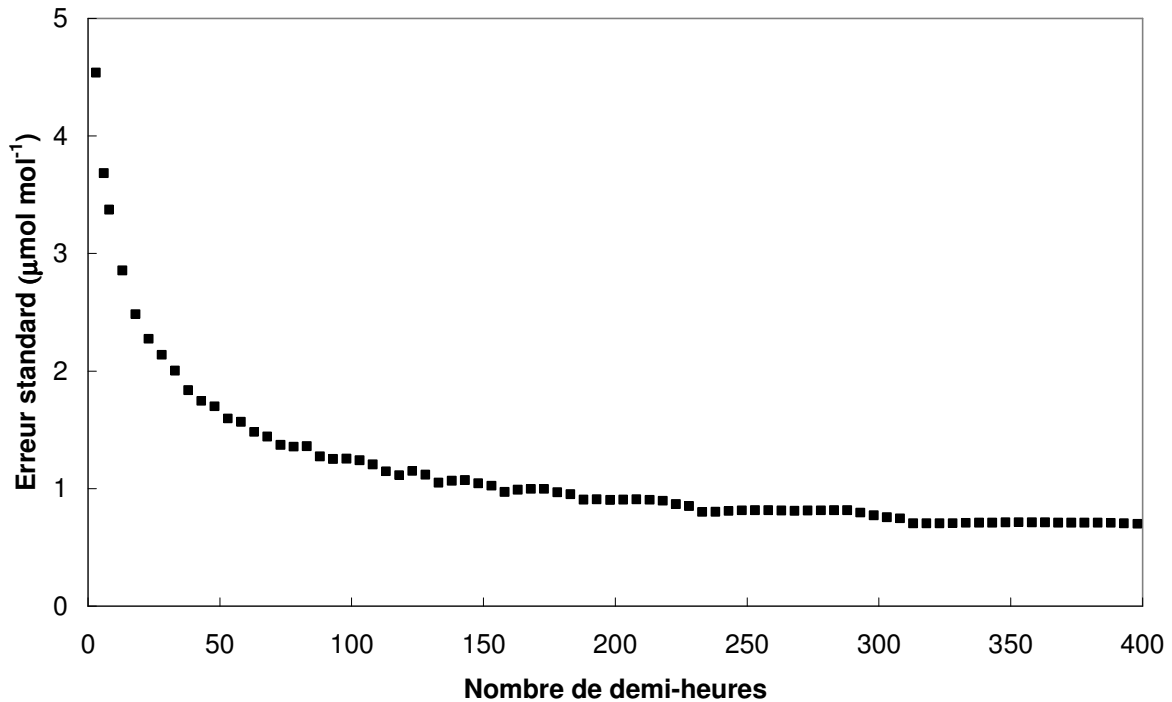


Figure 5.3. : L'erreur standard sur la différence de [CO<sub>2</sub>] entre les extrémités du transect horizontal en fonction du nombre de mesures.

Seules les demi-heures stables sont sélectionnées.

Bien que les mesures de profils de CO<sub>2</sub> soient effectuées couramment sur les sites équipés de tour à flux, peu de références chiffrent l'incertitude associée à cette mesure. La raison en est qu'elles ne servent dans la grande majorité des cas qu'à estimer le terme de stockage et non les termes advectifs. Dans un nombre limité de situations où l'exigence de précision est plus grande, l'incertitude des mesures de concentrations a été estimée. C'est le cas notamment de [Mölder \*et al.\* \(2000\)](#) et [Rannik \*et al.\* \(2004\)](#) qui ont utilisé les profils de [CO<sub>2</sub>] au-dessus de forêts pour en déduire les flux à l'aide de la théorie flux-gradient. Par exemple, [Rannik \*et al.\* \(2004\)](#) estiment sur leur site l'incertitude due à l'échantillonnage à environ 0,3 μmol mol<sup>-1</sup>. Cette valeur, très inférieure à la nôtre, est justifiée parce qu'ils travaillent au-dessus de la forêt et en conditions de jour où les fluctuations de concentrations sont plus faibles. Citons également [Xu \*et al.\*, 1999](#) qui ont caractérisé le champ de [CO<sub>2</sub>] dans le cadre de l'utilisation des modèles « Large Eddy Simulation » et décrit de manière extensive les exigences sur le

dispositif de séquençage des prises d'air dans la forêt. Cependant, aucun de ces auteurs ne répond précisément à la question de l'influence de l'échantillonnage sur la mesure. De plus, il est probable que cette réponse est spécifique à chaque site ce qui justifiait la nécessité de l'établir à Vielsalm.

## **5.2. Incertitudes de mesure des vitesses de vent**

### **5.2.1. Vitesse horizontale sous le couvert**

Les vitesses horizontales sous le couvert sont de l'ordre de plusieurs dizaines de centimètres par seconde. Les anémomètres soniques 2D utilisés présentent une résolution et une justesse bien en deçà de ces valeurs. L'incertitude relative sur les vitesses horizontales sera donc très faible comparé à l'incertitude relative sur les gradients horizontaux de  $[\text{CO}_2]$  présentée à la section précédente. Les erreurs éventuelles de positionnement des anémomètres sont minimales également. En effet, les capteurs d'un anémomètre 2D sont alignés dans un plan horizontal. Si les lignes d'écoulement sont parallèles à la pente, qui présente une inclinaison de 3 % ( $1,7^\circ$ ), l'erreur relative découlant sur la composante horizontale de la vitesse de vent est de 0,04 % seulement. La mesure des écoulements horizontaux moyens dans la forêt ne présente donc pas de problèmes majeurs. La mesure de divergence de vitesse horizontale sous le couvert, plus exigeante, sera détaillée à la section 5.2.2.3.

### **5.2.2. Vitesse verticale**

Dans cette section, nous évaluerons l'incertitude sur l'estimation de la vitesse verticale. Dans un premier temps, les modalités d'application de la PFMS pour l'obtention de  $\bar{w}$  seront détaillées (section 5.2.2.1). Une estimation de l'erreur sur  $\bar{w}$  obtenue par la méthode PFMS sera ensuite effectuée par comparaison de deux anémomètres placés côte à côte au sommet de

la tour (section 5.2.2.2). Enfin la méthode indépendante basée sur l'estimation de  $\bar{w}$  par l'équation de continuité sera testée (section 5.2.2.3).

#### 5.2.2.1. Etablissement de la PFMS

La relation entre le deuxième angle de rotation  $\beta$  et l'angle azimutal  $\alpha$  (cf. section 2.2) est présentée à la Figure 5.4 (carrés) pour deux anémomètres, un Gill type R2 et un Gill type R3 caractérisés par une même géométrie, positionnés au sommet de la tour de Vielsalm à 40 m, quelques mètres au-dessus du sommet de la canopée.

Les principales caractéristiques de ces relations sont les suivantes :

- Une évolution sinusoïdale qui reflète l'inclinaison des deux anémomètres par rapport aux lignes d'écoulement. L'amplitude de la sinusoïde est de  $1,3^\circ$  dans les deux cas, mais les phases diffèrent, suggérant que les anémomètres sont inclinés dans des directions différentes par rapport aux lignes d'écoulement. Ces anémomètres étant placés au sommet de tubes verticaux de 4 m de long, il était difficile de contrôler leur verticalité, expliquant ainsi que l'amplitude et la phase ne correspondent pas avec la pente.
- Des offsets systématiques, de  $2^\circ$  pour le premier appareil (R2) et de  $0,9^\circ$  pour le second (R3).
- Une perturbation dans le secteur SE (plus marquée pour le R3). Elle peut être attribuée à des irrégularités dans la surface du sommet de la canopée (présence d'arbres hauts proches de la tour, différences dans la hauteur de la canopée des hêtres et des Douglas, voir Figure 4.3) mais aussi à des effets instrumentaux.

Le troisième effet suggère que les lignes d'écoulement moyennes ne sont pas distribuées dans un plan autour de la tour. Les écarts à la sinusoïde semblant liés à des obstacles, il semble logique de les inclure dans la procédure de correction. Ceci justifie l'utilisation de la PFMS

plutôt que de la PFM pour Vielsalm. Une alternative aurait été de d'abord écarter les secteurs pour lesquels le champ des vitesses présente une déformation de l'écoulement et d'ensuite appliquer la PFM.

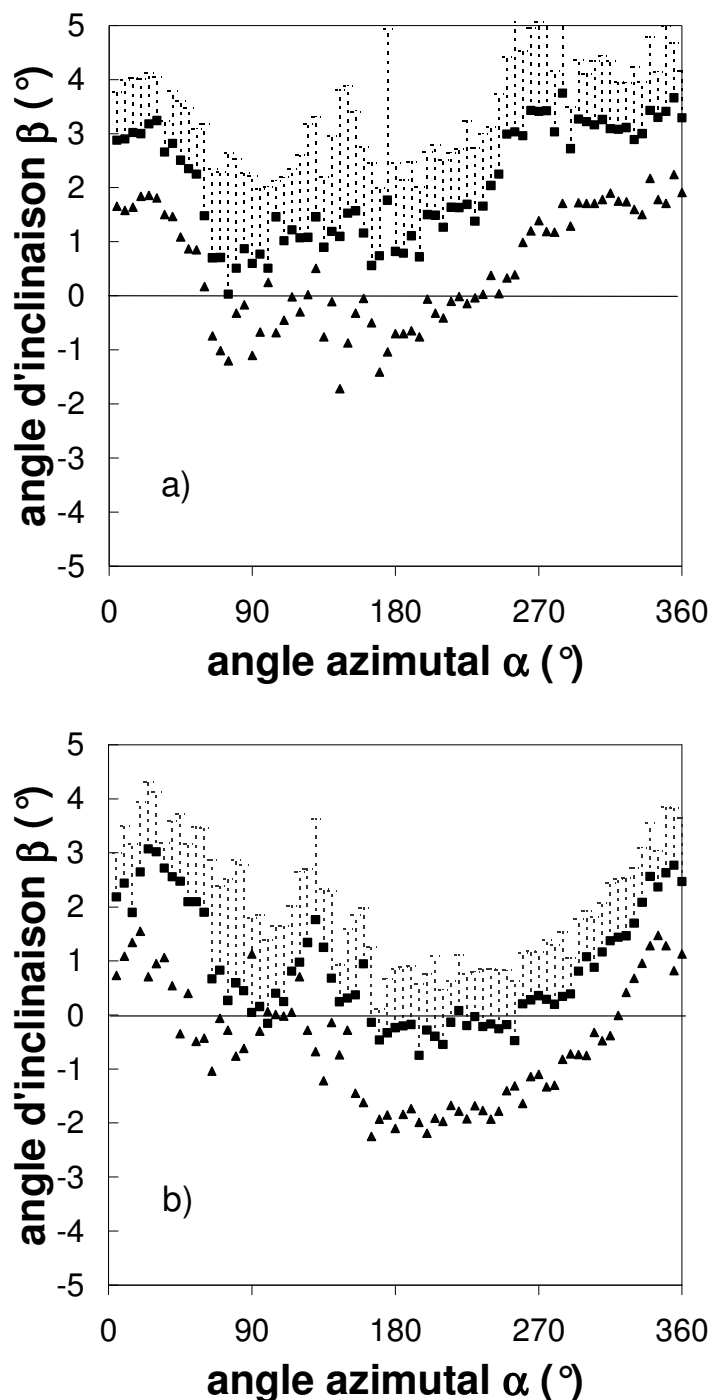


Figure 5.4. Relation entre l'angle de la deuxième rotation et l'angle azimutal pour (a) le Gill R2 au sommet de la tour (40 m) et (b) le Gill R3 au sommet de la tour (40 m). Carrés: non calibré pour l'erreur d'angle d'attaque. Triangles:

calibré pour l'erreur d'angle d'attaque. Etablie sur une période de 4 mois (2520 demi-heures par anémomètres). Les barres d'erreurs représentent les erreurs standard sur la moyenne.

L'origine de l'offset dans cette relation entre le deuxième angle de rotation et la direction du vent doit être discutée. En terme de vitesse, cet offset positif traduit une composante verticale positive (i.e. vers le haut) systématique de la vitesse de vent au-dessus de la canopée. Cet offset ne peut pas être expliqué par des circulations locales générées par des gradients thermiques, les mesures utilisées pour établir cette relation ayant été obtenues seulement par vents forts, correspondant à des conditions neutres à Vielsalm. Il ne peut pas être expliqué non plus par des circulations induites par le relief, la topographie du site à proximité de la tour étant caractérisée par une pente faible (3%), plane et régulière. Nous supposons donc que cet offset est principalement dû à l'anémomètre, donc d'origine instrumentale.

Pour tester cette hypothèse, nous appliquons sur les données brutes la correction d'angle d'attaque (décrite à la section 4.4.2.1, équation 4.4). Cette calibration des données brutes a été testée à Vielsalm en utilisant les coefficients fournis par [Van der Molen \*et al.\*, 2004](#) pour un anémomètre Gill R3, identique à celui utilisé à Vielsalm. La relation entre les angles d'inclinaison corrigés de l'erreur d'angle d'attaque et l'angle azimutal est présentée à la Figure 5.4 (triangles). Il est clair que la correction des angles d'attaque réduit significativement l'offset dans les deux cas, confirmant son origine instrumentale. Cependant, elle ne le supprime pas complètement. En effet, des offsets de  $0,5^\circ$  et de  $-0,5^\circ$  subsistent respectivement pour le R2 et le R3, suggérant que cette correction n'est pas générique, contrairement aux conclusions de [Van der Molen](#). Notons aussi des résultats en apparence incohérents donnés par la correction d'angle d'attaque. En effet, elle a un impact sur la déformation de l'écoulement pour le secteur SE du R3. La correction n'agissant que sur des déformations de l'écoulement dues à l'anémomètre lui-même, cela signifie qu'une partie de la



déformation du secteur SE serait d'origine instrumentale, conclusion étonnante au vu de la géométrie de l'appareil. De plus, sur le R3 toujours, la correction a un impact très différent pour les secteurs 100° et 250° qui présentent pourtant le même angle d'attaque initial. Ceci n'invalide pas totalement la correction proposée par [Van der Molen](#) mais montre que des améliorations sont nécessaires. Ces améliorations de l'application de la corrections d'angle d'attaque ont été proposées très récemment ([Nakai \*et al.\*, 2006](#)) mais n'ont pas été testées sur nos anémomètres.

L'offset instrumental est probablement dépendant du module de la vitesse de vent. Ce point a notamment été démontré dans une récente comparaison entre ce type d'anémomètre sonique et un anémomètre à fil chaud ([Loescher \*et al.\*, 2005](#)). Cette étude a en effet montré que la composante verticale mesurée par un Gill R3 surestime la composante verticale réelle et que cette surestimation augmente avec la vitesse de vent incident. Si cela s'avère exact, l'offset instrumental pris en compte par la PFM(S) établie par vent fort, serait alors plus important que celui affectant les données obtenues par vent faible, en conditions stables. Dans ces conditions, il est possible que les valeurs finales de  $\bar{w}$  soient sur-corrigées (biais vers des  $\bar{w}$  trop négatifs). L'application de la PFM(S) introduirait donc une erreur systématique sur l'estimation de  $\bar{w}$ . Idéalement, cet offset devrait être analysé de manière rigoureuse et individuelle pour chaque anémomètre en utilisant une calibration en soufflerie adéquate. Cette approche n'a pas été possible dans le cadre de ce travail mais devrait être envisagée pour une estimation précise de  $\bar{w}$ .

Vu ce qui précède, nous avons considéré que la meilleure approche consistait à appliquer la PFMS en postulant une composante verticale à long-terme de la vitesse de vent nulle pour chaque secteur de vent incident, ce qui revient à supprimer complètement l'offset. C'est en suivant cette procédure que seront calculées les vitesses verticales tout au long de ce travail, sauf mention contraire.

#### **5.2.2.2. Incertitude sur l'estimation de la vitesse verticale par la PFMS**

La section précédente a montré que l'application de la procédure de correction (PFMS) pour l'obtention de la vitesse verticale nécessitait d'établir certaines hypothèses dont l'impact sur  $\bar{w}$  est important. Il en résulte une incertitude sur cette valeur qui est difficile à chiffrer a priori. Il est toutefois possible d'obtenir une estimation a posteriori de cette incertitude en comparant les mesures obtenues par deux anémomètres soniques placés côte à côte.

Ceci a été fait à Vielsalm où deux anémomètres soniques provenant d'un même fabricant et de même conception géométrique (modèles R2 et R3 de Gill) ont été placés à 2 m l'un de l'autre, à la même altitude de 40 m, au sommet de la tour. La comparaison s'est prolongée durant 4 mois, une longue période étant nécessaire à l'établissement de la procédure de correction.

Les évolutions du deuxième angle de rotation en fonction de l'angle azimutal ont été présentées et discutées pour les deux anémomètres, à la Figure 5.4, section 5.2.2.1. La procédure de correction (PFMS) est donc établie individuellement pour chaque anémomètre sur base de ces courbes.

Nous limitons la comparaison aux conditions atmosphériques stables puisque c'est dans ces conditions que  $\bar{w}$  est le plus grand et qu'il génère l'advection verticale la plus importante, étant associé à un gradient vertical de  $[\text{CO}_2]$  important. La comparaison des deux mesures de  $\bar{w}$  est présentée à la Figure 5.5. Bien qu'il existe une corrélation significative entre les deux estimations (coefficient de détermination = 0,56), l'accord n'est pas très bon puisque les différences maximales sont de  $15 \text{ cm s}^{-1}$  et l'écart quadratique moyen (RMS) est de  $4,2 \text{ cm s}^{-1}$ . Cette incertitude est très importante, la valeur absolue de  $\bar{w}$  dépassant rarement  $15 \text{ cm s}^{-1}$ . Elle apparaît malgré les précautions prises lors de l'établissement de la procédure de correction. Si elle provient d'une variabilité spatiale naturelle de  $\bar{w}$ , alors l'hypothèse faite

à la section 3.3.1 de considérer  $\bar{w}$  mesuré au centre d'un transect horizontal d'une centaine de mètres comme représentatif de tout le transect doit être remise en question. Cette possibilité semble peu réaliste, rejetant ainsi les soupçons sur des incertitudes inhérentes à la PFMS.

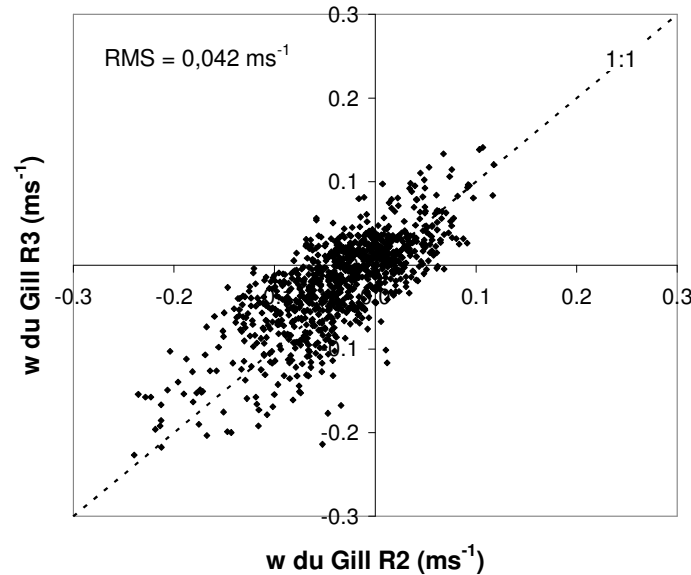


Figure 5.5. : Comparaison entre la vitesse verticale obtenue par application de la PFMS pour deux anémomètres soniques (Gill R2 et Gill R3) séparés par une distance de 2 m et placés au-dessus de la tour de mesure (40 m). La comparaison est établie sur une période de 4 mois et seulement en conditions stables.

Dans le but d'étayer ce point, nous avons mené deux analyses similaires à celle de Vielsalm sur une tour à flux située à Hesse (Nancy, France) dans une forêt homogène de hêtres. Les anémomètres étaient placés au dessus de la tour, 8 m plus haut que le sommet de la canopée et l'application de la PFMS ne révélait aucune déformation de l'écoulement par des obstacles. La première analyse concernait deux anémomètres (R2 et R3 de Gill) placés à la même hauteur et séparés latéralement par une distance de 1 m. Les résultats montraient des offsets de respectivement  $1,6^\circ$  et  $2,3^\circ$ , confirmant une tendance systématique à une déformation de l'écoulement vers le haut par les anémomètre Gill. La comparaison des vitesses verticales donnait un coefficient de détermination de 0,3 et le RMS était de  $3 \text{ cm s}^{-1}$ , confirmant les

difficultés rencontrées à Vielsalm. La deuxième analyse utilisait 4 anémomètres de marque Young (modèle 81000, R.M. Young Company, Michigan, USA) placés à la même hauteur et séparés latéralement par des distances de 0,9 m. Les résultats montraient des offsets plus faibles, inférieurs à  $0,5^\circ$ . La comparaison des  $\bar{w}$  donnait des coefficients de détermination aux alentours de 0,8 et les RMS étaient de  $2,4 \text{ cm s}^{-1}$ . La comparaison d'instruments donne donc des résultats plus cohérents avec les Young qu'avec les Gill, pourtant réputés de meilleure qualité (Loescher *et al.*, 2005).

Ces comparaisons d'instruments suggèrent que la déformation de l'écoulement par les appareils eux-mêmes ou par des obstacles éventuels n'est pas corrigée suffisamment par la PFMS, aboutissant à une incertitude conséquente sur l'estimation de la composante verticale de la vitesse de vent au-dessus du couvert.

Signalons aussi que des auteurs ont testé l'existence d'un biais instrumental possible sur la mesure de la composante verticale de la vitesse de vent lié à la température. Un tel biais pourrait induire des différences systématiques entre le jour et la nuit sur cette mesure. Deux études ont testé cette hypothèse sur le même type d'anémomètre sonique 3D que ceux utilisés à Vielsalm (Loescher *et al.*, 2005; Staebler et Fitzjarrald, 2004) pour conclure que la mesure de la composante verticale de vitesse ne présente aucune dépendance à la température.

#### **5.2.2.3. Obtention de la vitesse verticale par l'équation de continuité**

Vu les grandes incertitudes sur la vitesse verticale après application de la PFMS, le développement de méthodes alternatives est clairement souhaitable. Nous évaluons ici la méthode basée sur l'équation de continuité (équation 4.13). Elle nécessite deux profils verticaux de vitesse horizontale, l'un situé à l'entrée du volume de contrôle et l'autre à sa sortie.

L'avantage de cette méthode est que l'estimation de  $\bar{w}$  est obtenue par une intégration le long de tout le transect horizontal et non par une mesure ponctuelle. Cette vitesse verticale sera donc plus représentative spatialement que celle obtenue par une mesure ponctuelle au sommet de la tour.

Cependant, cette méthode est aussi très imprécise car elle est basée sur une estimation de la différence entre deux vitesses horizontales faibles et est donc affectée d'une grande incertitude. De plus, elle n'est applicable que quand la direction de l'écoulement est stable et correspond à celle du transect horizontal. Enfin, comme nous ne mesurons la divergence de  $\bar{u}$  que à deux hauteurs, nous nous reposons sur l'hypothèse de linéarité du profil vertical de  $\bar{w}$  (i.e. de la constance de la divergence de  $\bar{u}$  avec la hauteur).

Nous avons testé l'équation de continuité à Vielsalm en utilisant les anémomètres bidimensionnels placés sur les mâts aux extrémités du transect horizontal (voir Figure 4.5). Nous utilisons uniquement les périodes pour lesquelles les directions de vent sont alignées à  $\pm 5^\circ$  de la direction du transect horizontal, nous restreignant ainsi aux conditions où la bidimensionnalité de l'écoulement est avérée. Deux niveaux de mesure ont été utilisés, à 3 et 6 m. Les mesures de divergence de  $\bar{u}$  ont été interpolées linéairement le long du transect et extrapolées entre 0 et 20 m pour caractériser l'écoulement dans l'entièreté de l'espace des troncs. Nous montrerons plus loin (section 7) que c'est dans cet espace que se développent des écoulements gravitationnels, donc alignés sur la pente. L'évolution des divergences des vitesses horizontales à 3 m en fonction de celles à 6 m de hauteur est donnée à la Figure 5.6. Elle met en évidence une divergence généralement positive, traduisant l'existence d'un accroissement de masse du flux gravitationnel avec la pente. Elle montre aussi la très bonne relation entre les divergences obtenues aux deux niveaux, avec quatre anémomètres indépendants, prouvant ainsi la qualité de l'inter-calibration de ces anémomètres soniques et

de leur alignement et montrant qu'il est possible de caractériser la divergence de  $\bar{u}$  avec ce dispositif.

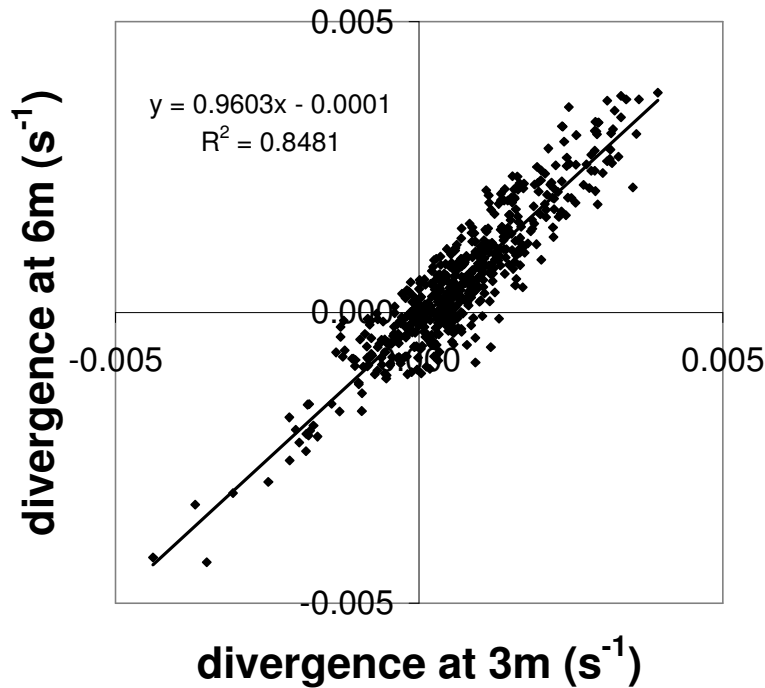


Figure 5.6. : Comparaison entre les divergences de vitesses horizontales obtenues à deux hauteurs (3 m et 6 m) dans la couche d'écoulement gravitationnel. Etablie sur base des moyennes bi-horaires, en conditions stables et avec un écoulement gravitationnel.

La Figure 5.7 compare les estimations de  $\bar{w}$  obtenues d'une part au moyen de la PFMS appliquée à l'anémomètre au sommet de la tour et d'autre part au moyen de l'équation de continuité extrapolée jusqu'à une hauteur de 20 m. En dépit d'une grande dispersion, une corrélation significative est observée entre les deux estimations, ce qui confirme qu'une augmentation du flux dans la couche d'écoulement gravitationnel est associée à un flux vertical descendant. Cependant, la pente de la régression de  $\bar{w}_{cont}$  en fonction de  $\bar{w}_{PFMS}$  est de 0,13 et le coefficient de corrélation est faible.

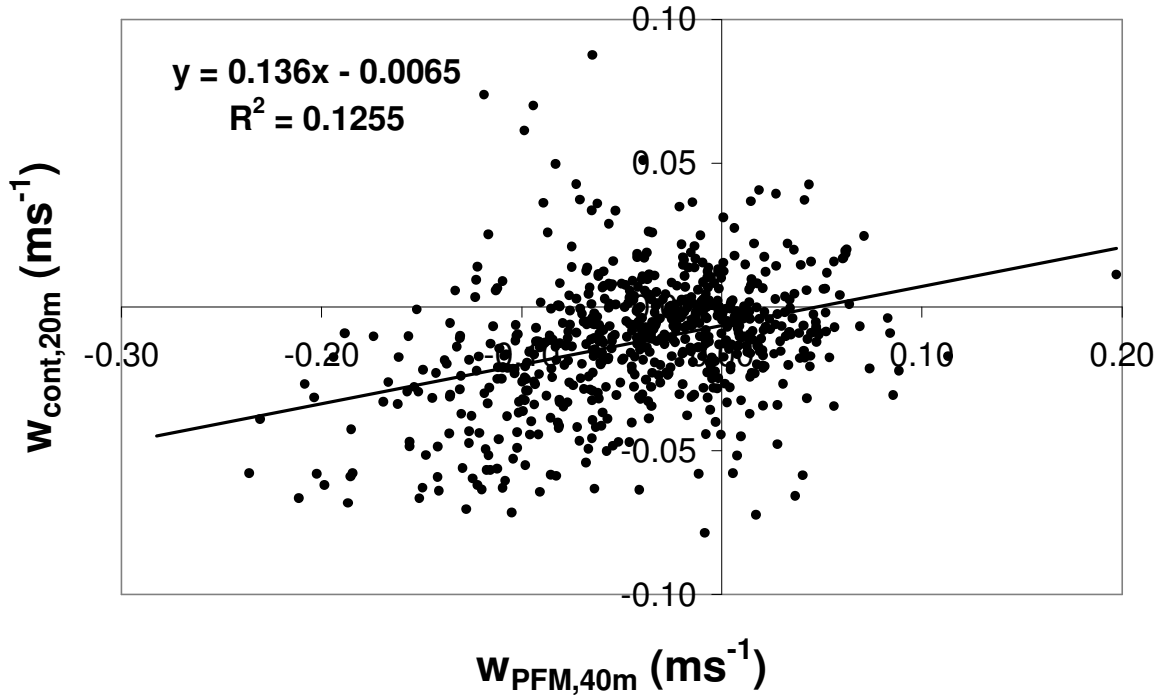


Figure 5.7. : Comparaison entre les estimations de vitesse verticale obtenues par extrapolation de l'équation de continuité jusqu'à une hauteur de 20 m et par application de la PFMS à l'anémomètre au-dessus du couvert. Etablie sur base des moyennes bi-horaires, en conditions stables et avec un écoulement gravitationnel.

La dispersion importante des résultats dans la relation peut être attribuée aux incertitudes significatives qui affectent chacune des deux méthodes. Les incertitudes liées à l'estimation ponctuelle ont déjà été décrites plus haut. Cependant, si celles-ci provoquent une dispersion dans la relation, elles ne peuvent certainement pas expliquer la différence systématique entre les deux estimations. En effet, l'estimation ponctuelle est environ huit fois plus importante que celle obtenue par l'équation de continuité. Si l'on extrapole l'équation de continuité jusqu'à 40 m, en postulant que la divergence de  $\bar{u}$  reste constante avec la hauteur (i.e. profil vertical linéaire de vitesse verticale), l'estimation ponctuelle reste 4 fois plus grande que l'estimation par l'équation de continuité à la même position.,

Les erreurs pouvant affecter l'estimation ponctuelle ont déjà été discutées à la section précédente. Par ailleurs, des erreurs systématiques peuvent également affecter les estimations

par l'équation de continuité. Une source d'erreur systématique pourrait provenir de la simplification du champ des vitesses à un champ bidimensionnel. Cependant, nous sommes restreints aux cas où l'écoulement était aligné à 5° près sur la direction du transect. Une autre source d'erreur peut provenir de la méthode d'extrapolation utilisée pour obtenir le flux de masse à partir de mesures à seulement deux hauteurs. Nous avons postulé une divergence constante dans la couche 0-20 m (espace des troncs) et même dans la couche 0-40 m pour comparer les estimations par les deux méthodes à la même hauteur. Cette hypothèse de linéarité du profil de  $\bar{w}$  a été testée par [Marcolla \*et al.\* \(2005\)](#) à l'aide de mesures de  $\bar{w}$  à différentes hauteurs. Il en ressort que cette hypothèse est raisonnablement vérifiée pour autant que l'architecture de la canopée soit uniforme dans la couche considérée. Cette hypothèse est donc plausible dans l'espace des troncs pour le site de Vielsalm qui est dépourvu de végétation de sous-bois mais peut sans doute être remise en cause dans la canopée.

A notre connaissance, seulement deux tentatives d'estimation de  $\bar{w}$  à partir de l'équation de continuité ont déjà été tentées précédemment. [Staebler et Fitzjarrald \(2005; 2004\)](#), dans la forêt de Harvard (USA), échouent dans la recherche d'un lien logique entre les deux grandeurs, probablement parce que ce site présente une végétation importante dans le sous-bois et une topographie plus complexe, avec pour résultat des écoulements moins clairement bidimensionnels. [Vickers \*et al.\* \(2006\)](#), quant à eux, constatent que les mesures de divergence de  $\bar{u}$  permettent de rendre compte, mieux que les mesures de  $\bar{w}$ , de l'accélération supposée de l'écoulement horizontal passant sur une clairière.

Cette méthode offre donc des potentialités intéressantes qui justifieraient un approfondissement. La comparaison entre la mesure ponctuelle et l'estimation sur base de l'équation de continuité sera affinée dans la section 8.1.2.



---

## **III. RESULTATS**

## 6. Sous-estimation des flux nocturnes

Dans ce chapitre, nous mettrons tout d'abord en évidence le problème de la sous-estimation des flux nocturnes par la méthode des flux turbulents sur le site de Vielsalm. Nous chiffrerons ensuite son impact sur la séquestration annuelle et nous mettrons enfin en évidence la coïncidence des écoulements gravitationnels avec les épisodes de sous-estimation des flux.

La Figure 6.1 présente l'évolution de la somme des densités de flux turbulent et de stockage ( $F + S$ ) en conditions nocturnes normalisée à 10 °C en fonction de la turbulence atmosphérique. La normalisation par rapport à la température permet d'éviter qu'une co-variation entre la température et la vitesse de friction ne vienne introduire une dépendance artificielle du flux avec la turbulence. On voit que le flux normalisé est indépendant de la turbulence pour des vitesses de friction inférieures à 0,5 m s<sup>-1</sup> et décroît avec la vitesse de friction en deçà de cette valeur. Le flux nocturne étant dû essentiellement à la respiration de l'écosystème, processus biologique indépendant de la turbulence, il est raisonnable de penser que dans ces conditions, le flux normalisé est représentatif du flux biologique aux valeurs élevées de  $u_*$  mais que, par contre, aux faibles valeurs de  $u_*$ , il sous-estime le flux biologique.

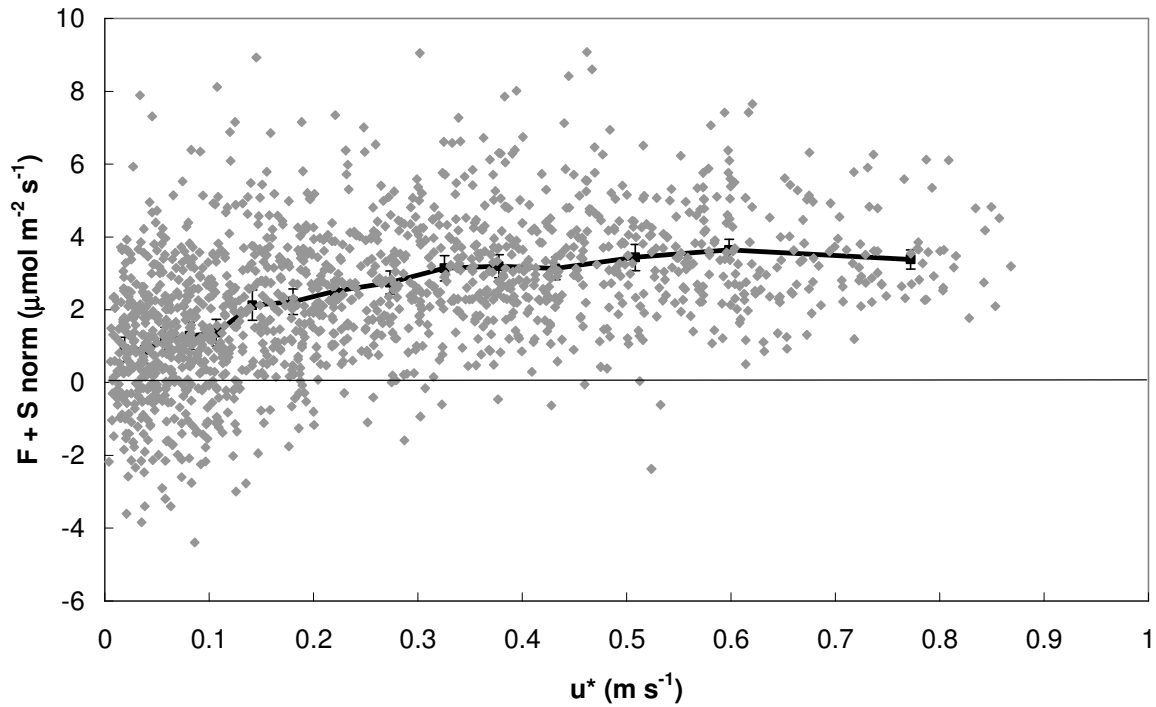


Figure 6.1. Evolution en fonction de la turbulence atmosphérique de la somme du flux turbulent et du stockage ( $F + S$ ) en conditions nocturnes normalisé par la température pour les mois de mai à août 2002 à Vielsalm. La courbe en traits pleins est une moyenne par groupe de 100 points. La nuit est définie avec  $\text{PPFD} = 0$ .

Une fois ce constat effectué, il est nécessaire d'identifier précisément la valeur seuil de  $u_*$  ( $u_{*L}$ ) en deçà de laquelle les mesures doivent être écartées. Comme nous l'avons mentionné à la section 3.5, plusieurs méthodes existent. Pour le site de Vielsalm, [Aubinet et al. \(2001\)](#) ont cherché la valeur qui maximisait la corrélation entre  $F + S$  et la température. Ils ont ainsi estimé ce seuil à  $0,5 \text{ m s}^{-1}$  pour l'année 1996. Une autre approche a été proposée récemment par [Papale et al. \(2006\)](#). Celle-ci consiste à diviser le set de données en six classes de température de tailles égales et pour chaque classe de température, diviser en 20 classes de  $u_*$  de tailles égales. Pour chaque classe de température, le  $u_{*L}$  est fixé comme la classe  $u_*$  pour laquelle le flux atteint 99 % du flux moyen de la classe de  $u_*$  le plus élevé. Le seuil final est

fixé comme la médiane des seuils des six classes de températures. Cette méthode, appliquée par Papale *et al.* (2006) au site de Vielsalm, pour l'année 2001 aboutit à un  $u_{*L}$  de  $0,25 \text{ m s}^{-1}$ .

Nous avons testé un algorithme proposé par Gu *et al.* (2005). Cet algorithme (appelé 'Moving Point Test') constitue, comme l'approche de Papale *et al.* (2006), une approche statistique reproductible, indépendante du site et pouvant être automatisée pour des grandes séries de données.

Le MPT cherche simultanément un seuil inférieur de  $u_*$  ( $u_{*L}$ ) en dessous duquel le NEE est sous-estimé par la mesure de  $F + S$  et un seuil supérieur de  $u_*$  ( $u_{*H}$ ) au-dessus duquel le NEE serait surestimé par la mesure de  $F + S$ . Ceci revient à chercher un plateau dans la courbe de la Figure 6.1. La recherche du seuil supérieur trouve son origine dans la possibilité d'un effet de pompage vers l'atmosphère, aux fortes turbulences, de l'air contenu dans les pores du sol et riche en  $\text{CO}_2$  (Gu *et al.*, 2005). Cet effet, observé uniquement en ce qui concerne les forêts sur des sols recouverts de neige (Black *et al.*, 2000) n'est manifestement pas présent sur le site de Vielsalm puisque la courbe de la Figure 6.1 plafonne aux  $u_*$  élevés.

La recherche d'un seuil supérieur a donc été désactivée. L'algorithme est itératif et constitué de deux boucles imbriquées. La réponse des flux nocturnes à la température est déterminée dans la boucle extérieure tandis que, dans la boucle intérieure, la valeur limite est recherchée. Pour déterminer  $u_{*L}$ , on classe les flux par ordre de  $u_*$  croissants et on effectue un test de comparaison de moyennes (test t de Student) entre un échantillon mobile (MS) de taille constante  $n$  et un échantillon de référence. L'échantillon de référence contient au départ l'ensemble des flux normalisés. L'échantillon mobile comporte toujours le même nombre de points mais est associé à des valeurs croissantes de  $u_*$ . La comparaison entre l'échantillon de référence et des échantillons mobiles associés à des valeurs croissantes de  $u_*$  est répétée jusqu'à ce que le test statistique conclue à l'égalité des flux moyens des deux échantillons.

Les flux associés à des valeurs de  $u_*$  inférieures à la valeur médiane du MS sont alors retirés de l'échantillon de référence et le calcul est recommencé. L'itération s'arrête quand les vitesses de friction seuils obtenues par deux itérations successives sont les mêmes. [Gu et al. \(2005\)](#) recommandent une taille de MS plus petite que 1/15 du nombre total de données dans le test mais suffisamment grande pour obtenir des statistiques fiables et mentionnent que si l'on respecte ces conditions, le résultat est peu dépendant de la taille du MS. En pratique, ils suggèrent une taille supérieure à 25.

L'algorithme appliqué tel quel sur les données de Vielsalm n'a pas fonctionné. Il a en effet détecté des  $u_{*L}$  très éloignés de la valeur obtenue par un test visuel. [Moureaux et al. \(2006\)](#), ont proposé des modifications à cet algorithme : ils proposent le choix de la valeur inférieure du MS plutôt que sa valeur médiane comme nouvelle valeur seuil entre deux itérations ainsi que la modification du critère de convergence utilisé pour stopper l'itération (égalité des flux plutôt que égalité des seuils  $u_*$ ).

Dans ces conditions, le test donne des valeurs vraisemblables sur les données de Vielsalm. Toutefois, nous avons trouvé une grande dépendance du résultat en fonction de la taille de l'échantillon mobile MS (Figure 6.2) contrairement aux conclusions de [Gu et al. \(2005\)](#). En effet, pour obtenir des résultats cohérents, nous devons augmenter la taille de l'échantillon jusqu'à 1/5 du nombre total de points. Moyennant ces modifications, le MPT peut être utilisé pour déterminer la valeur seuil  $u_{*L}$  et sa dépendance éventuelle avec la période de l'année. La Table 6.1 présente les résultats de cette analyse appliquée sur 10 ans de mesures, en divisant l'année en trois périodes (dormance, printemps et période de végétation). Signalons d'abord qu'un seuil inférieur est détecté pour tous les sous-ensembles de données, ce qui signifie que le problème de sous-estimation des flux nocturnes est présent à toutes les périodes de l'année. Par contre, une inspection visuelle confirme qu'aucun problème de surestimation des flux

n'est détecté à Vielsalm, ce qui justifie la désactivation de la recherche du seuil supérieur  $u_{*H}$ . La valeur moyenne de  $u_{*L}$  est de  $0,38 \text{ m s}^{-1}$ . Aucune évolution systématique de ce seuil en fonction de la saison ne peut être détectée. Notons toutefois que les valeurs seuils obtenues dépendent très fort du choix de l'algorithme. En effet, rappelons que [Aubinet \*et al.\* \(2001\)](#) avaient estimé ce seuil à  $0,5 \text{ m s}^{-1}$  pour l'année 1996-1997 et que [Papale \*et al.\* \(2006\)](#) l'avaient estimé à  $0,25 \text{ m s}^{-1}$  pour l'année 2001 alors que nous trouvons  $0,31 \text{ m s}^{-1}$  pour cette même année. Toutefois, nous verrons plus loin que l'impact du choix du seuil sur l'estimation de la séquestration annuelle est limité.

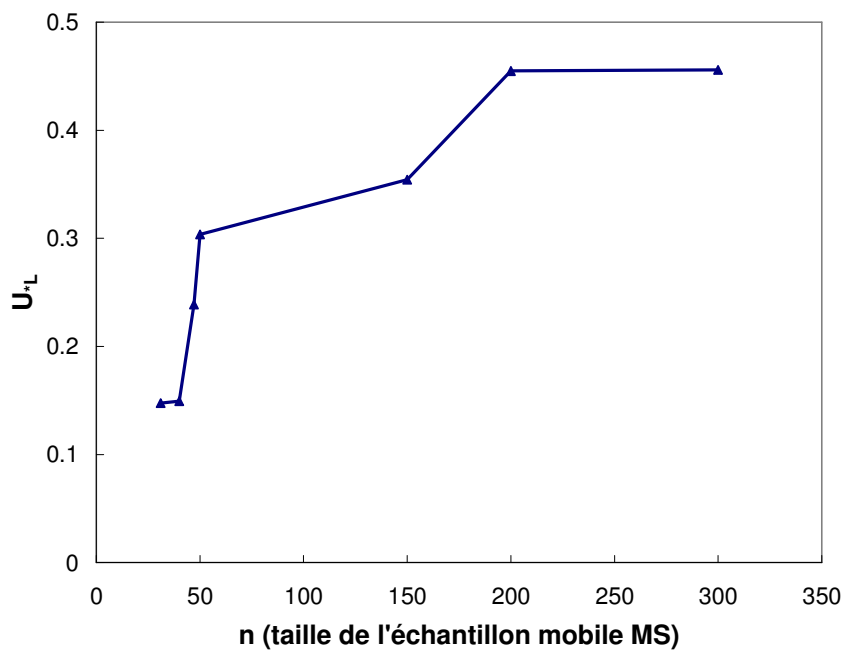


Figure 6.2. Dépendance de la limite  $u_{*}$  inférieure ( $u_{*L}$ ) en fonction de la taille de l'échantillon mobile. Etablie sur la période allant de mai 2002 à août 2002 (1500 mesures).

	$u_{*L}$ [m s <sup>-1</sup> ]	R [%]
Novembre – Février (dormance)	0,37 (± 0,08)	48 (± 13)
Mars – Mai (printemps)	0,36 (± 0,05)	32 (± 9)
Juillet - Septembre (végétation)	0,41 (± 0,11)	60 (± 11)

Table 6.1. Statistiques générées par le MPT pour Vielsalm sur 10 ans de mesure.

R correspond au pourcentage de données nocturnes restantes après le processus de filtrage (rejet des données avec  $u_* < u_{*L}$ ). Les valeurs entre parenthèses représentent l'intervalle de confiance à 95 % pour la variabilité inter-saisonnière. Taille du MS : n = 250.

La conséquence de l'application de ce filtre  $u_*$  est le rejet d'une grande quantité de données nocturnes. Ainsi, en moyenne, seulement 47 % de données nocturnes sont au-dessus de la valeur seuil  $u_{*L}$  et donc considérées comme représentatives du flux biologique. Les 53 % restants sont éliminés et font l'objet de la procédure de remplacement des données manquantes décrite à la section 3.5. Il est ainsi possible de calculer une séquestration annuelle de carbone par l'écosystème. Afin de tester l'impact du choix de la valeur seuil de  $u_*$  sur la séquestration annuelle, nous avons calculé la séquestration annuelle pour différentes valeurs de  $u_{*L}$  (Figure 6.3). Nous observons une décroissance en valeur absolue de la séquestration (décroissance du puits) pour des  $u_{*L}$  croissants. Cela traduit le fait que si une partie des mesures nocturnes sous-estiment la respiration, la séquestration annuelle de carbone sera surestimée (puits trop grand). On voit ainsi (Figure 6.3) que, si l'on ne tenait pas compte de la sous estimation nocturne des flux, on obtiendrait une séquestration annuelle de

680 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Par contre, l'application d'un filtre très sélectif ( $u_{*L}$  de 0,5 m s<sup>-1</sup>) donnera une valeur de 545 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>, soit une estimation inférieure de 135 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (20 %). Il est à noter que l'utilisation de filtres moins sélectifs ( $u_{*L}$  de 0,25 et 0,31 m s<sup>-1</sup>) donne lieu à des estimations de la séquestration de, respectivement 570 et 560 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Ceci confirme que le choix du seuil de filtrage est peu critique, l'incertitude sur la séquestration annuelle en résultant étant assez limitée et dans tous les cas inférieure à 5 %.

Il faut noter aussi que, plus le  $u_{*L}$  est élevé, plus il faut rejeter de données avec pour conséquence une augmentation de l'incertitude due à la procédure de remplacement des données manquantes (données non présentées). L'ordre de grandeur de cette dernière incertitude peut être estimé, en utilisant l'étude approfondie des techniques de remplacement de données manquantes de [Falge et al. \(2001\)](#). En moyennant leurs résultats obtenus pour des forêts de conifères et de feuillus en périodes nocturnes, ils estiment l'incertitude due à la procédure de remplacement des données manquantes à 0,15 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> par % de données manquantes. Associé aux 53 % de données écartées en périodes nocturnes, on obtient une incertitude de  $\pm 8$  gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Elle reste donc bien en deçà de l'erreur systématique introduite par la sous-estimation des flux nocturnes en périodes de faible turbulence qui est le facteur d'incertitude majeur sur la séquestration annuelle pour le site de Vielsalm.

Cette conclusion est couramment obtenue pour des sites forestiers. Par exemple, [Morgenstern et al. \(2004\)](#) chiffrent, pour une forêt de conifères près de Vancouver (Canada), le biais systématique dû à la sous-estimation des flux nocturnes et l'incertitude aléatoire à, respectivement, 90 et 30 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. [Papale et al. \(2006\)](#), dans une étude comparative sur huit sites forestiers européens, chiffrent l'impact de l'application de la correction  $u_*$  sur la séquestration annuelle à en moyenne 40 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> avec des valeurs extrêmes de 75 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>.



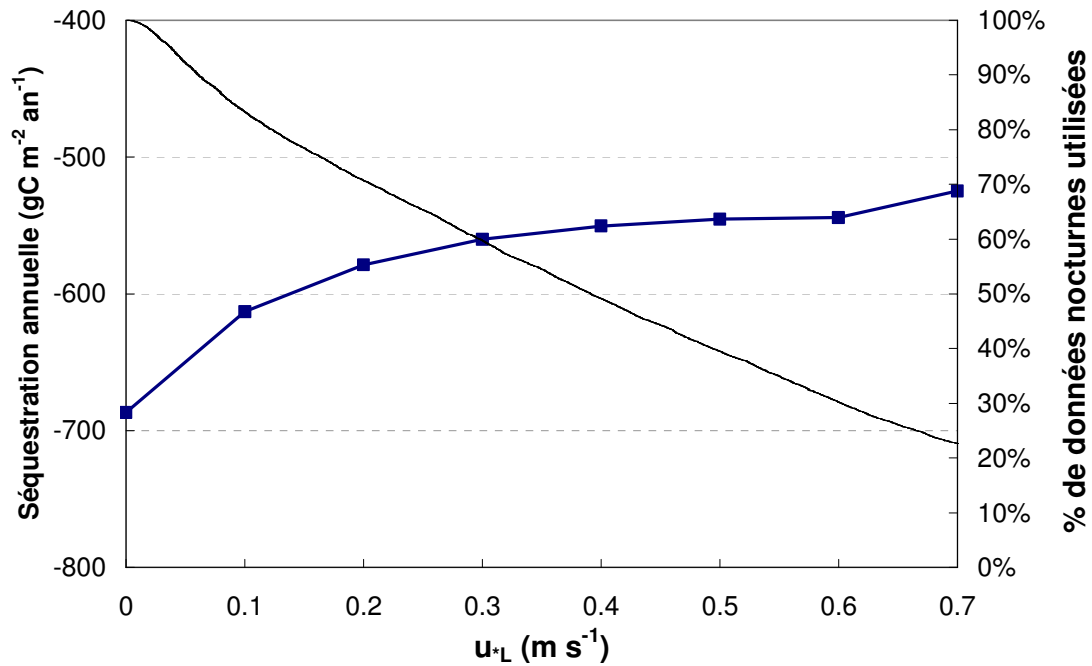


Figure 6.3. Traits continus : Evolutions de la séquestration annuelle (calculée avec  $F + S$ , traits plein) et du pourcentage de données restantes (traits pointillés) en fonction de la valeur seuil de la vitesse de friction ( $u_{*L}$ ) pour l'année 2002 à Vielsalm.

La faiblesse principale de la correction présentée ici est qu'elle est basée sur des relations statistiques plutôt que sur la description des mécanismes qui se réalisent la nuit dans l'air de la canopée. Cette méconnaissance des processus à l'œuvre dans la couche limite nocturne peut mener tantôt à une sélection insuffisante (Cook *et al.*, 2004 ; Wohlfahrt *et al.*, 2005), tantôt à une sélection probablement abusive des données. Une meilleure compréhension de la physique de l'écoulement et des processus d'échanges est donc nécessaire. Des recherches supplémentaires doivent se concentrer sur le bilan nocturne de CO<sub>2</sub> et en particulier sur la quantification de l'advection. La sous-estimation systématique du NEE par la mesure du flux turbulent et du stockage en période de faible turbulence sur le site de Vielsalm suggère que l'advection pourrait y jouer un rôle important. Ceci serait principalement dû à l'inclinaison du terrain qui encourage la formation d'écoulements gravitationnels. Ainsi, si nous reproduisons l'analyse de la Figure 6.1 en identifiant les épisodes pour lesquels un écoulement

gravitationnel est détecté dans l'espace des troncs (les critères de tri seront précisés au chapitre suivant), on constate que les périodes où les mesures de flux (incluant flux turbulent et stockage) sous-estiment le flux biologique coïncident la plupart du temps avec les périodes d'écoulements gravitationnels (Figure 6.4). Ceci justifie une étude plus détaillée des écoulements gravitationnels. Celle-ci sera développée dans le chapitre suivant.

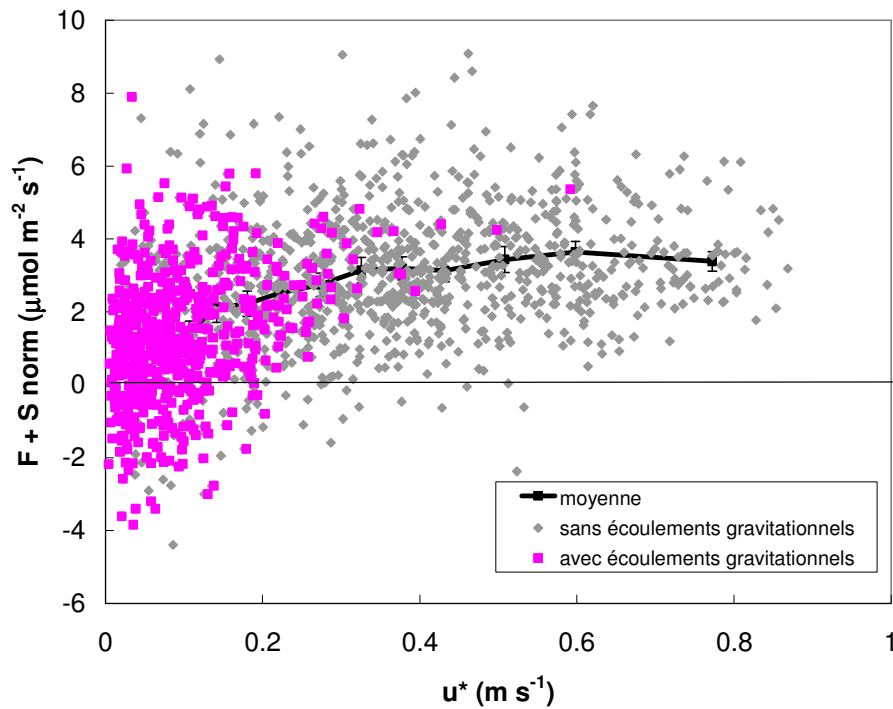


Figure 6.4. Idem que Figure 6.1 mais en séparant les périodes avec et sans écoulement gravitationnel détecté dans l'espace des troncs.

## 7. Ecoulements gravitationnels

Notre but est de démontrer l'existence d'un écoulement spécifique sous la canopée, de décrire ses conditions d'apparition, sa fréquence d'apparition, son extension spatiale et de proposer un schéma général d'écoulement.

Lors d'une précédente campagne réalisée en 1999, l'existence d'un écoulement spécifique sous la canopée en conditions atmosphériques stables a été démontrée ([Aubinet \*et al.\*, 2003](#)). Nous avons montré en effet que pour des valeurs du paramètre de stabilité supérieures à 0,3, l'air près du sol s'écoulait le long de la pente, indépendamment de la direction du vent au-dessus de la canopée. Toutefois, de nombreuses incertitudes restaient à l'issue de cette étude : outre les incertitudes portant sur les  $[CO_2]$  et la représentativité spatiale cette première mesure de gradients horizontaux de  $[CO_2]$ , l'épaisseur de la sous-couche dans laquelle les écoulements se réalisent n'était pas définie et les conditions dans lesquelles ils s'effectuent n'étaient pas suffisamment circonscrites. Par ailleurs, les mécanismes responsables de l'écoulement n'étaient pas bien identifiés. C'est notamment pour répondre à ces questions que nous avons développé les campagnes de mesure de 2002 et 2003. Les choix de la nature des capteurs, de leur nombre et de leur répartition pour ces campagnes ont été effectués en fonction des informations recueillies lors de la première campagne et de ces nouveaux objectifs. Ainsi, un plus grand nombre d'anémomètres 2D ont été placés permettant d'établir un profil vertical plus complet et d'étudier la variabilité horizontale de la vitesse du vent, un profil vertical détaillé de température a été installé sur la tour et un échantillonnage des  $[CO_2]$  en 20 points répartis dans la forêt.

Ces nouvelles mesures vont nous permettre d'affiner la détection des écoulements spécifiques (7.1) et les critères de tri utilisés pour sélectionner ces périodes (7.2), d'identifier l'action des

forces de flottabilité comme responsables des écoulements spécifiques (7.3), d'analyser en détail le lien entre les écoulements spécifiques et la vitesse verticale au sommet du couvert (7.4) et de mettre en évidence une influence de la direction du vent ambiant sur les écoulements spécifiques (7.5). Ce dernier point, associé à une description détaillée des gradients horizontaux et verticaux de  $[\text{CO}_2]$  (7.6) nous aidera à construire un schéma général d'écoulement permettant de comprendre comment du  $\text{CO}_2$  peut être transporté par advection par les écoulements spécifiques (7.7).

## 7.1. Mise en évidence

Pour comparer l'écoulement sous la canopée avec l'écoulement ambiant (au-dessus du couvert), nous utiliserons les profils verticaux du module et de la direction du vent horizontal. Le profil vertical du module de la vitesse de vent horizontale sur la tour de Vielsalm est présenté à la Figure 7.1. Les valeurs sont normalisées par rapport à la valeur mesurée au sommet de la tour dans le but de pouvoir facilement comparer les profils. La vitesse moyenne à 40 m ( $z/h_c = 1,1$ ) est de  $2,8 \text{ m s}^{-1}$  en conditions neutres et de  $1,3 \text{ m s}^{-1}$  en conditions stables. En conditions neutres, le profil présente un minimum en  $z/h_c = 0,4$  et un léger maximum secondaire sous cette hauteur. Le minimum est observé à hauteur de la couronne foliaire (Figure 7.2) et le maximum secondaire se produit dans l'espace des troncs, sous la couronne. Ces résultats sont similaires à ceux présentés par [Baldocchi \*et al.\* \(1988\)](#), [Lee \*et al.\* \(1993\)](#) et références contenues, [Kaimal et Finnigan \(1994, page 77\)](#), [Ogée \(2000\)](#) ou [Marcolla \*et al.\* \(2005\)](#) et suggèrent que la forme du profil est ici déterminée par la traînée exercée par les éléments de végétation sur l'écoulement de l'air. En conditions stables, un minimum apparaît également dans la couronne, autour de 22 m et un maximum secondaire nettement plus marqué apparaît près du sol, aux environs de 3 m. L'existence de vitesses de vent au ras du sol proportionnellement plus grandes en conditions stables qu'en conditions neutres constitue

un premier indice d'existence d'un écoulement d'air dans l'espace des troncs indépendant de l'écoulement ambiant au-dessus de la canopée.

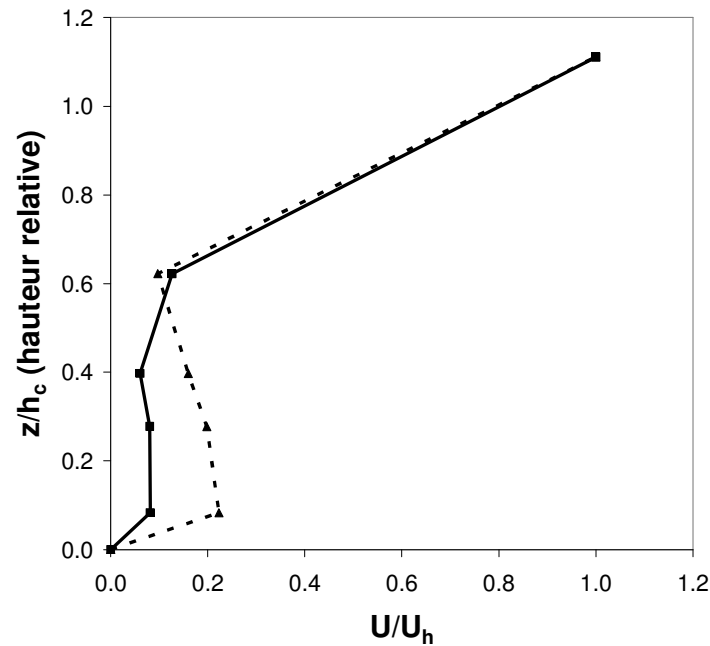


Figure 7.1. : Profil vertical de vitesse horizontale en conditions neutres (traits pleins) et en conditions stables (traits pointillés). Les valeurs sont normalisées par le vent au-dessus de la canopée.

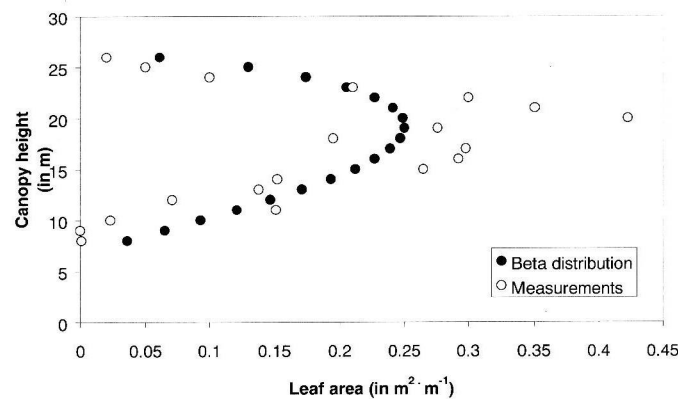


Figure 7.2. Profil vertical moyen de surface foliaire (simple face, non projetée) dans la parcelle de hêtres : cercles vides : mesures, cercles pleins : régression à l'aide d'une fonction bêta (extrait de [Lefèvre et al., 2000](#))

Par ailleurs, la Figure 7.3 présente le *vecteur vent* horizontal moyen au-dessus du couvert (vent « ambiant », à gauche) et près du sol (vent « sous la canopée », à droite) pour 8 classes de direction du vent ambiant (40 m). L'analyse est faite pour trois classes de stratification

atmosphérique. Il apparaît clairement que, en conditions stables (Figure 7.3 e,f), le régime de vent sous la canopée est découplé du vent ambiant. En effet, on voit que, sous la canopée, le vecteur vent résultant à 3 m est orienté dans la direction N-NO (ce qui correspond à une direction de vent incident entre 135°N et 180°N) quelque soit la direction du vent ambiant. Cette direction privilégiée est aussi celle de la pente. Ceci confirme donc que, en conditions stables, le régime de vent sous la canopée est dominé par des mouvement d'air descendant la pente et indépendants de la direction du vent ambiant. Cette situation contraste avec les situations instables et neutres (Figure 7.3 a,b,c,d) pour lesquelles les directions des vecteurs vent aux deux hauteurs sont en bon accord, indiquant un bon couplage entre le régime de vent ambiant et sous la canopée.

La Figure 7.4 permet de décrire plus précisément l'épaisseur moyenne de l'écoulement sous la canopée. Pour cette figure, seules les conditions atmosphériques stables sont prises en compte et l'analyse de la Figure 7.3 f est reproduite pour toutes les hauteurs de mesure dans et sous la canopée. Cette figure fait apparaître que le découplage de l'écoulement dans la forêt par rapport à l'écoulement ambiant se réalise dans une couche limitée à l'espace des troncs. Au delà (22 m et plus), l'alignement de la direction de l'écoulement avec la direction de la pente disparaît. Ceci est en accord avec le profil vertical de vitesse horizontale de la Figure 7.1 qui montre que dans la couronne foliaire, un minimum de vitesse est effectivement observé. La couche de 0 à 14 m représente l'espace des troncs qui est exempt de végétation de sous-bois. Une analyse plus fine montre que lorsque le vecteur vent ambiant a une composante vers l'Est (SE, E et NE), la vitesse du vent sous la canopée est faible et plutôt alignée au Nord tandis que dans les autres situations, elle est plus importante et très bien alignée sur la pente. Nous reparlerons plus tard de l'influence de l'écoulement ambiant sur les écoulements sous la canopée en conditions stables (section 7.4).

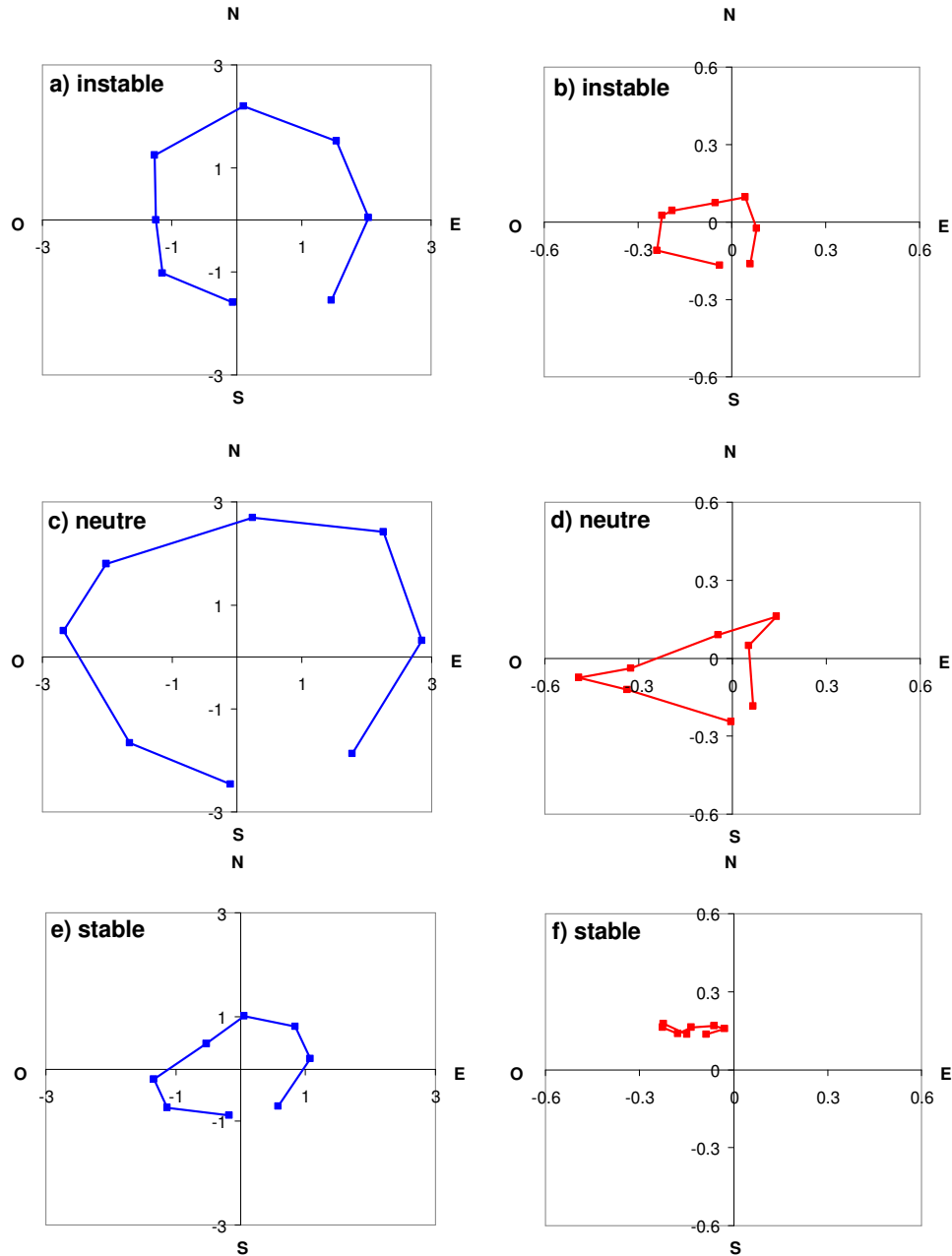


Figure 7.3. vecteurs vent résultant ( $\text{m s}^{-1}$ ) calculés pour 8 classes de direction de vent du vent à 40 m ( $337.5^\circ\text{-}22.5^\circ$ ,  $22.5^\circ\text{-}67.5^\circ$ ,  $67.5^\circ\text{-}112.5^\circ$ ,  $112.5^\circ\text{-}157.5^\circ$ ,  $157.5^\circ\text{-}202.5^\circ$ ,  $202.5^\circ\text{-}247.5^\circ$ ,  $247.5^\circ\text{-}292.5^\circ$ ,  $292.5^\circ\text{-}337.5^\circ$ ) et pour 3 classes de stabilité atmosphérique ( $\zeta < -0.05$  [a,b],  $-0.05 < \zeta < 0.05$  [c,d],  $\zeta > 1$  [e,f]).

$0^\circ$  correspond au Nord.

(a, c et e) : vitesse du vent au-dessus de la canopée (40 m).

(b, d et f) : vitesse de vent sous la canopée (3 m)

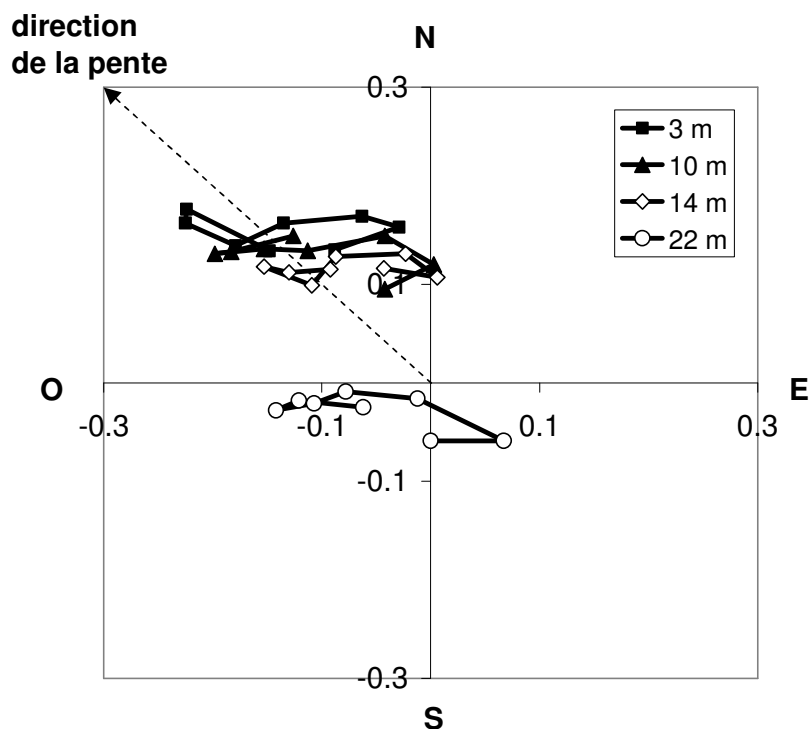


Figure 7.4. : idem que Figure 7.3 mais uniquement pour la classe  $\zeta > 1$  et pour 4 hauteurs dans la forêt.

L'analyse d'un exemple particulier peut permettre d'affiner la description dynamique de cet écoulement. A cette fin, nous avons sélectionné une période de 72 h, du 15 juillet 2002 à 12 h GMT au 17 juillet 2002 à 12 h GMT et du 22 août 2002 à 12 h GMT au 23 août 2002 à 12 h GMT. Ces trois nuits présentent de façon bien typée les écoulements d'air observés sur l'ensemble des campagnes de mesure à Vielsalm ainsi que leur lien avec les variables climatiques et leur impact sur le champ des concentrations de  $\text{CO}_2$  et sur les flux. Nous réutiliserons donc cet exemple particulier à plusieurs reprises pour illustrer les comportements moyens observés et affiner leur description. La Figure 7.5 montre l'évolution des directions de vent ambiant et sous la canopée pendant cette période. La direction de vent ambiant évolue entre le Nord-Ouest et le Nord-Est (il s'agit maintenant de la *direction du vent* et non de l'orientation du *vecteur vent* comme à la Figure 7.3). Pendant la journée, le vent sous la canopée est bien aligné avec le vent ambiant, signe d'un bon couplage. Pendant la nuit du 15 au 16 juillet par contre, à 21 h GMT, il s'aligne brusquement dans la direction de la pente



(direction SE) à angle droit avec le vent ambiant. Dans l'espace de la couronne, à 22 m, la direction du vent est intermédiaire. On voit (Fig. 6.5.b) que cette situation correspond à une nuit claire (rayonnement net très négatif) et peu turbulente ( $u_*$  faible). Il est également intéressant de constater que la destruction de cet écoulement spécifique s'effectue entre 6 h et 7 h et, progressivement, de haut en bas : le réalignement sur l'écoulement ambiant s'effectue en effet d'abord à 22 m puis à 14 m et enfin à 3 m.

La nuit suivante, du 16 au 17 juillet est caractérisée par des conditions plus nuageuses (rayonnement net moins négatif) et plus venteuses ( $u_*$  plus élevé) et aucun écoulement spécifique n'apparaît dans l'espace des troncs, les directions de vent étant toutes alignées sur le vent ambiant pendant cette période. La nuit du 22 au 23 août, présente une situation intermédiaire (totalement couverte mais peu turbulente). On voit que l'écoulement spécifique s'établit mais de manière moins nette. En effet, le vent près du sol est moins bien aligné sur la direction de la pente et l'épaisseur de l'écoulement est plus faible puisque, à 10 m, le vent reste aligné sur l'écoulement ambiant. Fait inhabituel, la turbulence reste faible en début de journée et la destruction de l'écoulement spécifique n'est totale que vers 10 h.

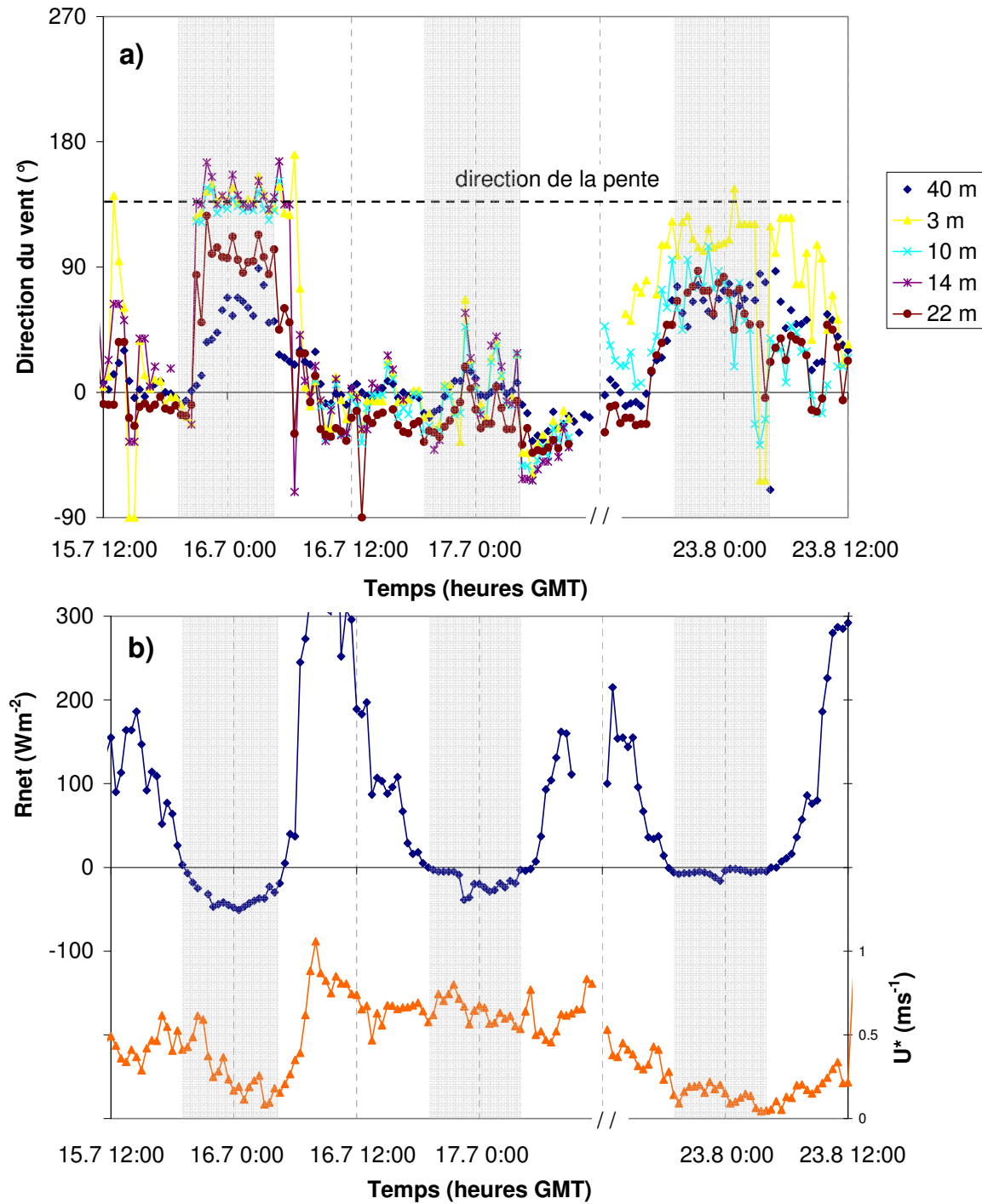


Figure 7.5. Evolutions au cours du temps de (a) la direction de vent au-dessus de la forêt et à différentes hauteurs dans la forêt. (b) du rayonnement net et de la vitesse de friction.

Les zones grisées correspondent aux périodes nocturnes (19h30-04h GMT, respectivement heures de coucher et de lever du soleil)

La fréquence d'occurrence de ces écoulements de pente est importante. En effet, au cours de la campagne de 2002, sur 106 nuits de mesures, 90 nuits (85 %) présentent des écoulements de ce type pendant au moins une partie de la nuit (Figure 7.6). Pour une majorité de cas, l'écoulement est déjà bien établi au moment du coucher du soleil. Pour 23 nuits (22 %), il perdure toute la nuit mais en règle générale, il est détruit à un moment donné pour, parfois se reformer plus tard. Dans tout les cas, il disparaît après le lever du soleil.

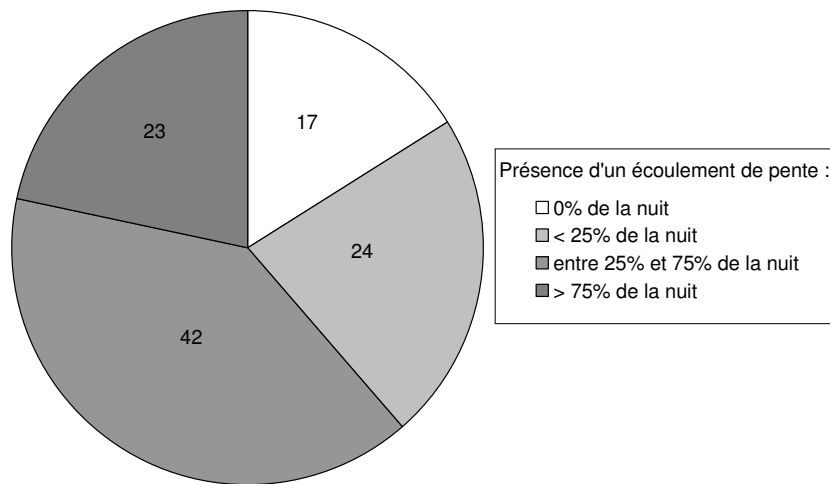


Figure 7.6. Tri des nuits (sur un total de 106 nuits de mesure) en fonction de la fréquence de détection d'un écoulement de pente à 3 m de haut. Les critères de détection appliqués ici sont : 1. présence d'un écoulement à 3 m en provenance du secteur 90-180°, 2. écoulement de pente ne provenant pas du même secteur que l'écoulement ambiant, 3.  $PPFD < 50 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

## 7.2. Critère de tri des écoulements spécifiques sous la canopée

Nous avons montré dans la section précédente que la présence d'écoulements spécifiques sous la canopée était fortement liée à l'état de stabilité de la couche limite. Lorsque nous voudrions trier les épisodes avec écoulements spécifiques, nous utiliserons donc le paramètre de stabilité comme critère de tri. Ce sera le cas dans les sections 7.3 à 7.5.

Parfois, la présence d'un écoulement spécifique est assez sporadique. Il se forme pendant une demi-heure ou une heure puis est détruit parce que le niveau de turbulence réaugmente. Lorsque notre but sera d'étudier le transport de  $\text{CO}_2$  par les écoulements spécifiques, nous préférons alors éliminer ces demi-heures pour lesquelles le phénomène n'est pas bien établi. Il s'agit des traitements effectués dans la section 7.6 décrivant les gradients horizontaux et verticaux de  $[\text{CO}_2]$  et dans le chapitre 8 consacré au calcul des termes advectifs en conditions d'écoulement spécifique. Le critère de tri consistera alors à identifier des groupes de minimum trois ou quatre demi-heures consécutives pendant lesquelles la direction du vent sous la canopée est alignée sur la pente tandis que la direction du vent ambiant ne l'est pas. En pratique, les demi-heures ainsi sélectionnées présentent toutes une grande stabilité atmosphérique. Le second critère de tri permet donc essentiellement de réduire la dispersion dans les mesures de gradients de  $[\text{CO}_2]$ .

### **7.3. Mécanismes d'apparition**

Le but de cette section est de cerner les facteurs potentiellement responsables de l'apparition des écoulements de pente mis en évidence à la section précédente. Nous montrerons que les forces de flottabilité constituent le mécanisme prépondérant sur le site de Vielsalm. Les écoulements de pente pourront ainsi être assimilés à des écoulements de type gravitationnel. Nous résumerons alors l'état des connaissances dans l'étude des écoulements gravitationnels, tant d'un point de vue théorique que expérimental.

Les causes des écoulements le long de la pente peuvent être examinées en appliquant les équations de quantité de mouvement dont la composante le long de la pente peut s'écrire, après utilisation de l'approximation de Boussinesq et après avoir négligé le terme de Coriolis et le terme de diffusion moléculaire ([Mahrt, 1982](#) ; [Staebler et Fitzjarrald, 2005](#)) :

$$\begin{array}{cccccc}
 \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} & + \underbrace{\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}} & = & - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} & + g \frac{\theta - \theta_0}{\theta_0} \sin \alpha_p & - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (p - p_0)}{\partial x} + F_D \\
 \text{I} & \text{II} & & \text{III} & \text{IV} & \text{V} \quad \text{VI}
 \end{array} \quad (7.1)$$

où  $p$  est la pression atmosphérique,  $\theta$  est la température potentielle moyenne,  $g$  est l'accélération de la pesanteur,  $\alpha_p$  est l'inclinaison de la pente,  $\rho_0$  est la masse volumique de l'air à la pression  $p_0$  et  $F_D$  représente la projection de la force de traînée sur la direction de la pente. Le système de coordonnées est Cartésien, les axes  $x$  et  $z$  sont, respectivement, parallèle (positif en descendant) et perpendiculaire (positif vers le haut) à la pente. Les variables indicées '0' désignent des conditions moyennes en l'absence d'écoulements gravitationnels. Le terme I représente le taux de variation de la quantité de mouvement de l'élément d'air étudié et le terme II son advection. Les termes du membre de droite représentent les différentes forces agissant sur la parcelle d'air. Ils sont respectivement la divergence verticale de la contrainte de Reynolds (III), la force de flottabilité (IV), le gradient horizontal de pression (V) et la somme des forces de traînée exercées par les éléments de végétation sur l'élément (VI). Si nous nous limitons à l'étude des écoulements stationnaires, le terme I s'annule. Par ailleurs, dans un écoulement gravitationnel, le terme de traînée (VI) agira toujours comme frein à l'écoulement. Le terme III décrit le transport turbulent de quantité de mouvement et, à ce titre représente l'interaction avec l'écoulement ambiant. Ce terme est faible en conditions atmosphériques stables. Les termes IV et V peuvent agir aussi bien pour freiner que pour forcer l'écoulement. Ce sont donc eux qui sont les seuls susceptibles de générer un écoulement le long de la pente qui serait indépendant de l'écoulement ambiant. Le terme de pression (V) peut être important notamment à proximité de collines, comme l'ont montré de récentes modélisations et expériences en soufflerie (Finnigan et Belcher, 2004). Sa mesure est toutefois extrêmement difficile à réaliser.

Les forces de flottabilité (IV) sont associées au mécanisme suivant : en conditions nocturnes, la surface de l'écosystème se refroidit suite à une émission nette de rayonnement infrarouge. Par convection, ce refroidissement se transmet à l'air situé près de la surface qui, devenant plus froid et plus dense que l'air ambiant, s'écoulera le long de la pente. A Vielsalm, nous avons de bonnes raisons de penser que ce terme joue un rôle prépondérant. En effet, en conditions nocturnes ( $R_{net}$  négatif), il existe une très bonne corrélation entre la projection sur la pente de la vitesse sous la canopée et le rayonnement net au-dessus de la canopée (Figure 7.7). Cela suggère que le refroidissement des surfaces joue un rôle prépondérant dans l'établissement des écoulements gravitationnels.

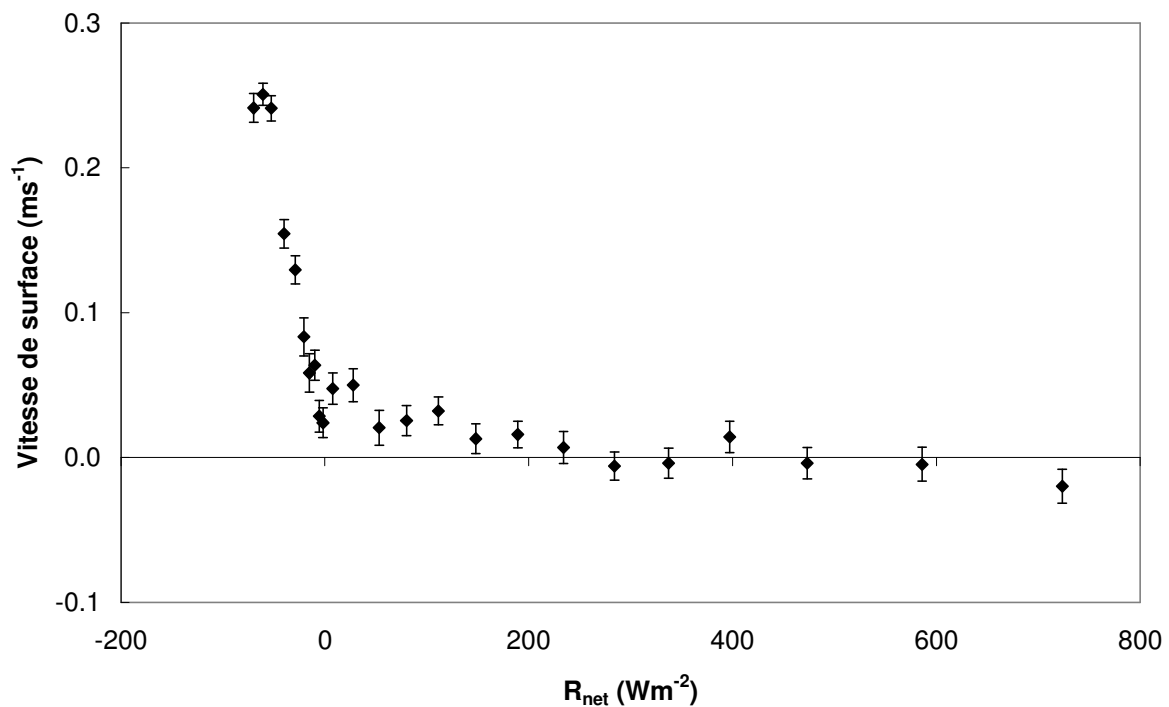


Figure 7.7. : Moyenne et erreur standard de la vitesse de surface projetée sur la direction de la pente en fonction du rayonnement net. Chaque point correspond à une moyenne de 200 mesures.

Toutefois la position de la « surface » qui se refroidit n'est pas clairement définie dans les forêts. L'analyse du profil vertical de température de l'air en conditions stables (Figure 7.8.) permet de situer la position de cette source froide à Vielsalm, du moins aux environs de la

tour de mesure. On voit en effet que le gradient de température est essentiellement confiné dans l'espace des couronnes, entre 18 et 30 m, ce qui suggère que c'est essentiellement le feuillage qui agit comme un puits de chaleur. Dans ce cas, il est probable qu'avant de s'écouler le long de la pente et d'alimenter l'écoulement gravitationnel, l'air froid percole verticalement dans l'espace des troncs. Cette situation s'oppose à celle d'une forêt ouverte ou d'une clairière où le refroidissement et la génération de l'écoulement s'effectueraient essentiellement près du sol. Cette deuxième situation est probablement rencontrée à Vielsalm en amont du point de mesure.

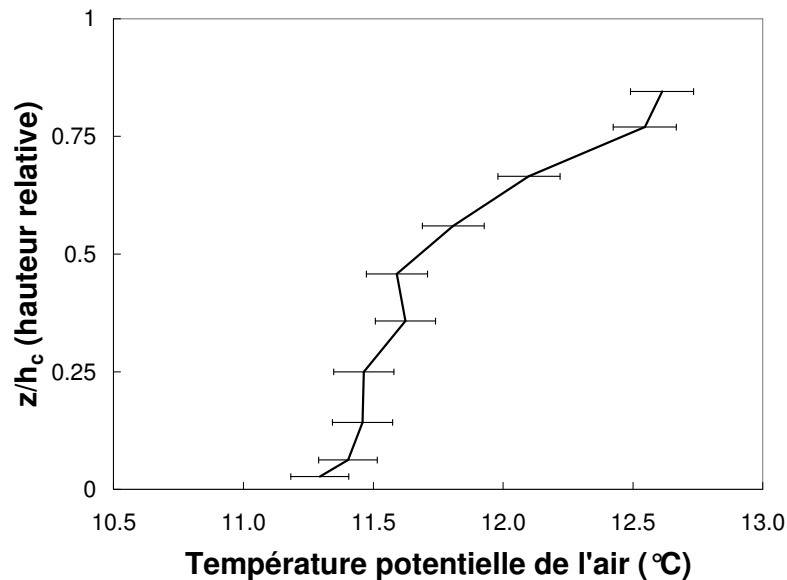


Figure 7.8. : Profil vertical de température potentielle de l'air en conditions nocturnes stables durant la période de végétation de l'année 2002 ( $\zeta > 0,3$ ; 730 demi-heures). Les barres d'erreur représentent l'erreur standard.

L'écoulement observé en un point peut être soit généré localement, par refroidissement radiatif (co-location d'une pente et d'une inversion thermique au niveau du point de mesure, terme IV), soit transporté à partir d'une source située en amont (advection de quantité de mouvement, terme II). Certain auteurs ([Staebler et Fitzjarrald, 2005](#)) introduisent alors une terminologie spécifique, qualifiant le premier cas d'écoulement « catabatique » et le second cas d'écoulement « de drainage ». Dans le cas d'un écoulement de drainage, l'observation

ponctuelle du profil de température ne suffit pas pour déterminer si la cause de l'écoulement est bien l'action des forces de flottabilité. Dans notre cas, vu la présence claire d'un refroidissement dans la canopée, il semble que l'écoulement comporte au moins une composante locale et puisse donc être qualifié, au moins partiellement, de « catabatique ». Dans la suite, nous n'utiliserons plus cette distinction sémantique et nous continuerons à utiliser le terme, plus générique, d'écoulements « gravitationnels » pour qualifier les écoulements de pente, qu'ils soient dû à une action locale ou non locale des forces de flottabilité.

Notons aussi que la présence d'une inversion thermique marquée au niveau de la canopée associée à une densité de végétation importante doit contribuer à protéger les couches d'air dans l'espace des troncs de la pénétration de turbulence par le dessus (terme III), accentuant ainsi le découplage entre les écoulements au-dessus de la couronne et dans l'espace des troncs. Ce point est illustré par exemple par [Yi et al. \(2005\)](#) qui confirment l'existence d'une couche d'air très stable à ce niveau et estiment cette stabilité en mesurant le nombre de Richardson local (équation 2.10). On montre en effet que  $Ri \rightarrow +\infty$  lorsque  $\partial u / \partial z = 0$  et  $\partial \theta / \partial z > 0$ , c'est-à-dire à environ 20 m dans notre cas.

## 7.4. Lien avec la vitesse verticale

Pour compléter la description des écoulements d'air sur le site et plus spécifiquement des écoulements gravitationnels, la vitesse verticale doit être analysée. En effet, c'est la présence de mouvements d'air verticaux moyens qui peut générer des transports verticaux de CO<sub>2</sub> par advection. De plus, la vitesse verticale est liée, par l'équation de continuité, à l'évolution des écoulements gravitationnels le long de la pente.



Dans l'analyse qui suit, nous nous baserons sur l'estimation ponctuelle de la vitesse verticale, malgré la grande incertitude qui lui est associée (section 5.2.2). Ce choix est justifié essentiellement par le fait que la méthode basée sur l'équation de continuité est la plupart du temps impraticable. En effet, d'une part, les mesures de divergence de vitesses horizontales ne sont possibles que lorsque le vent sous la canopée est aligné sur le transect de mesure, c'est-à-dire en présence d'écoulements gravitationnels. D'autre part, les mesures disponibles de divergence de vitesses horizontales ne couvrent que 1 des 4 mois de la campagne de mesure d'advection dans la parcelle des hêtres. Rappelons toutefois que la comparaison des deux méthodes d'estimation de la vitesse verticale montrait que, même si celles-ci menaient à une estimation différente de  $\bar{\omega}_h$ , ces deux estimations étaient positivement corrélées.

Les évolutions en fonction du paramètre de stabilité de la projection de la vitesse de surface sur la pente ( $\bar{u}_{proj}$ ) et de la vitesse verticale au-dessus de la canopée ( $\bar{\omega}_h$ ) sont représentées à la Figure 7.9.  $\bar{u}_{proj}$  est faible dans les domaines instables et neutres, traduisant le fait que la vitesse de surface, qui est bien couplée aux vents ambiants dans ces conditions, n'a pas de direction privilégiée ou est perpendiculaire à la pente. En conditions stables,  $\bar{u}_{proj}$  croît pour atteindre  $25 \text{ cm s}^{-1}$  pour des valeurs de  $\zeta > 1$ . Ceci confirme l'existence des écoulements gravitationnels en conditions stables.  $\bar{\omega}_h$  est pratiquement nulle en conditions instables et neutres et négative en conditions stables, atteignant des valeurs de  $-5 \text{ cm s}^{-1}$  pour des valeurs de  $\zeta > 1$ . Au-delà de  $\zeta > 0,3$ , une corrélation négative entre la vitesse de surface et la vitesse verticale apparaît clairement (Figure 7.10). Pour des vitesses de surface supérieures à  $0,2 \text{ m s}^{-1}$ ,  $\bar{\omega}_h$  décroît linéairement lorsque  $\bar{u}_{proj}$  augmente. Ceci suggère que la présence de vitesses verticales négatives est liée à la présence des écoulements gravitationnels. Nous reviendrons en détail à la section suivante sur les causes physiques liant ces deux phénomènes.

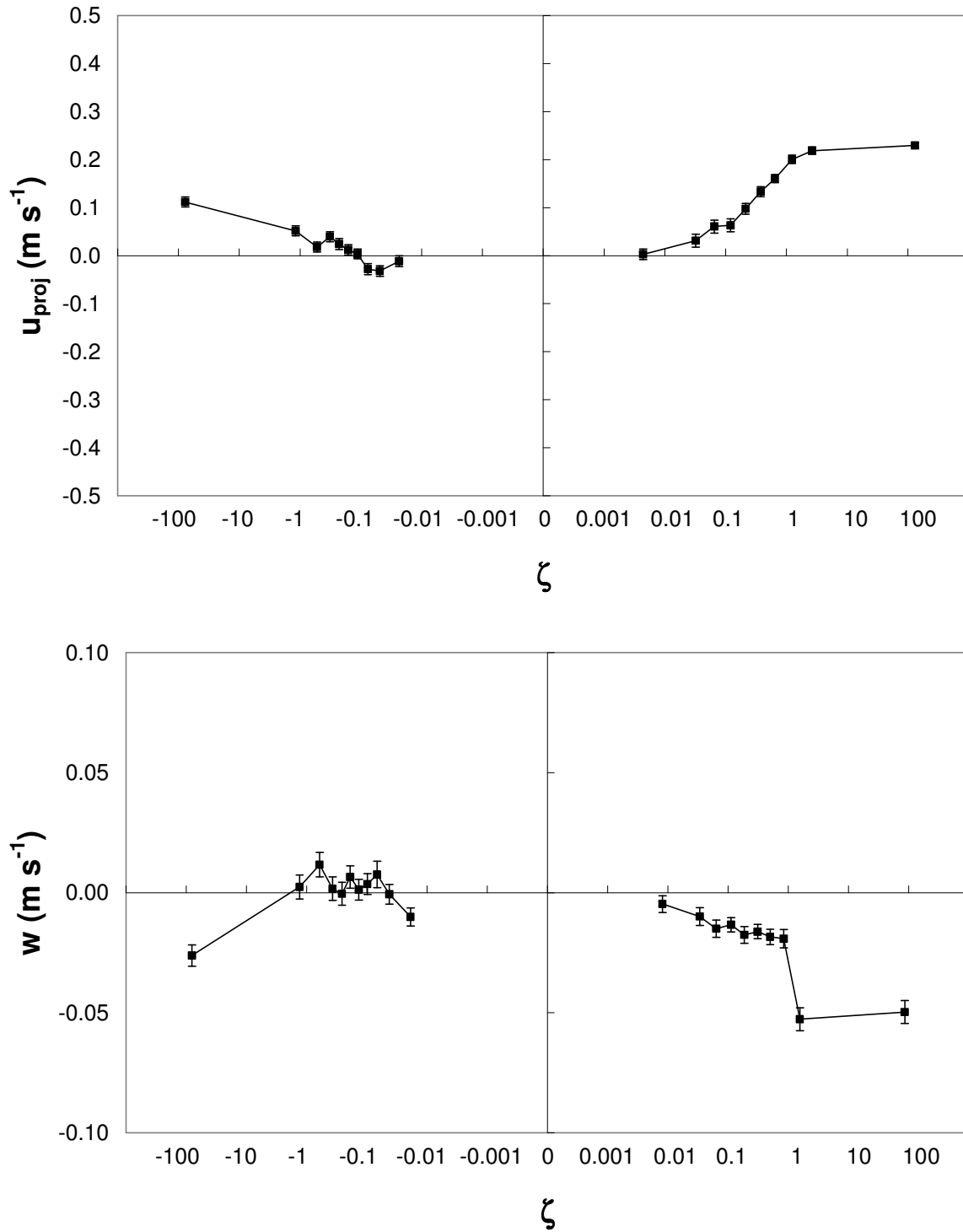


Figure 7.9. : Evolution avec le paramètre de stabilité (a) de la vitesse de surface projetée sur la direction de la pente (b) de la vitesse verticale au-dessus de la canopée. Chaque point correspond à une moyenne de 200 mesures.

Les barres d'erreur représentent l'erreur standard.

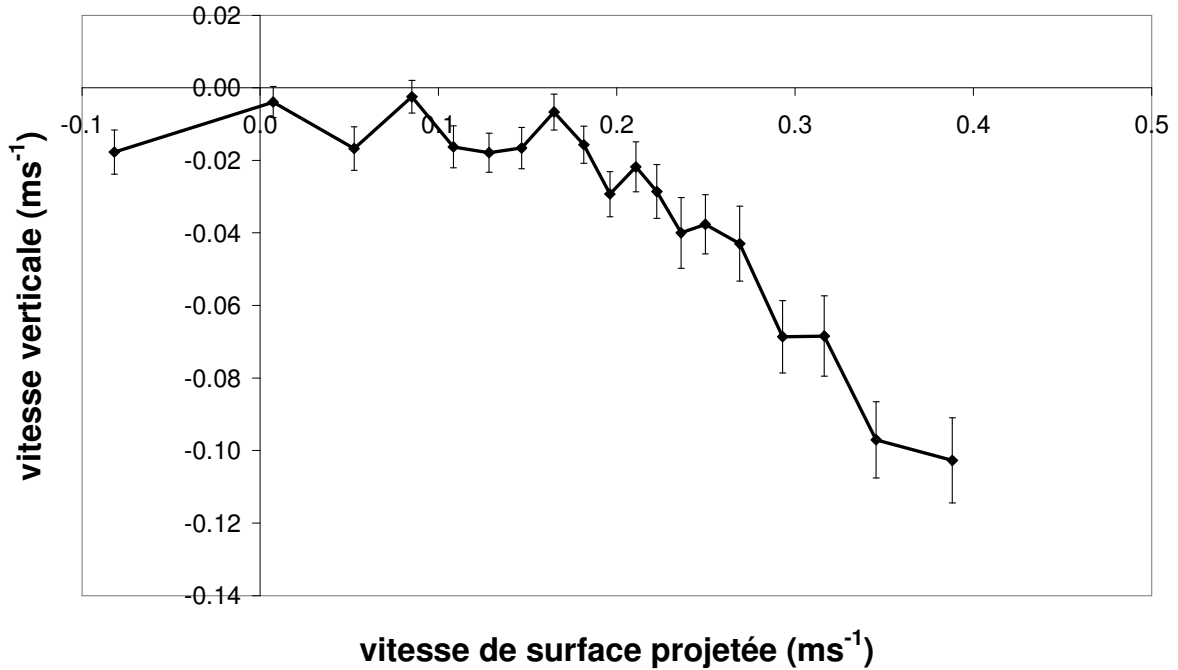


Figure 7.10. Evolution de la vitesse verticale au-dessus de la canopée en fonction de la vitesse de surface (dans l'espace des troncs) projetée sur la direction de la pente. Uniquement en conditions stables ( $\xi > 0,3$ ). Chaque point correspond à une moyenne de 50 mesures. Les barres d'erreur représentent l'erreur standard de la moyenne.

## 7.5. Impact de la direction du vent ambiant

Dans cette section, nous allons effectuer une analyse plus fine de la circulation de l'air en conditions stables et montrer notamment que, outre les comportements décrits plus haut, celle-ci dépend fortement de la direction du vent ambiant.

On remarque tout d'abord (Figure 7.11) que, en conditions stables, la composante verticale de la vitesse au dessus du couvert  $\bar{w}_h$  présente une réponse directionnelle très marquée par rapport au vent ambiant. En effet, celle-ci est très clairement négative lorsque le vent ambiant souffle du secteur 0-150° alors qu'elle est proche de zéro lorsqu'il souffle du secteur 180-270°. Cette dichotomie très nette de  $\bar{w}_h$  en présence d'écoulements gravitationnels va nous conduire à scinder ces épisodes en deux catégories. Dans la première, nous sélectionnerons

les épisodes pendant lesquels le vent ambiant souffle du secteur 0-150° (baptisé secteur NE car c'est la direction de vent dominante pour ce secteur). Dans la suite, toutes les relations se référant au secteur NE de vent ambiant seront illustrées en noir. Dans la deuxième catégorie, nous sélectionnerons les épisodes pendant lesquels le vent ambiant souffle du secteur 180-270° (baptisé secteur SO car c'est la direction de vent dominante pour ce secteur). Dans la suite, toutes les relations se référant au secteur SO de vent ambiant seront illustrées en gris. La situation est schématisée à la Figure 7.12. Le secteur Nord-Est est occupé essentiellement par la parcelle de Douglas tandis que le secteur Sud-Ouest est occupé principalement par la parcelle de hêtres, sans que cela n'ait à priori d'effet sur les écoulements d'air. Nous détaillerons progressivement les résultats schématisés à la Figure 7.12.

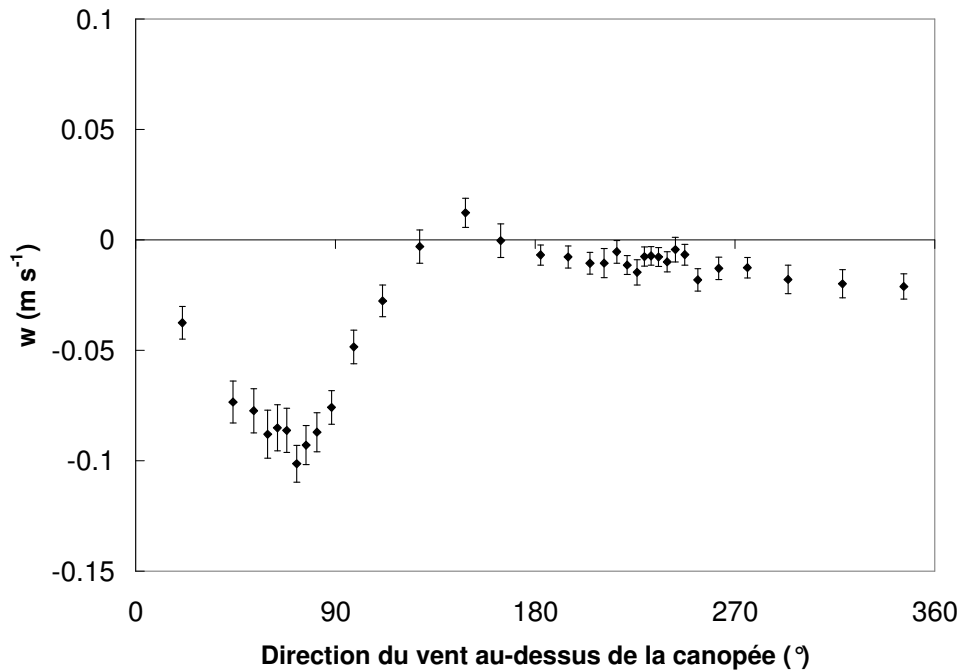


Figure 7.11. Moyenne et erreur standard de la vitesse verticale en fonction de la direction du vent ambiant en conditions stables. Chaque point correspond à une moyenne de 50 mesures.

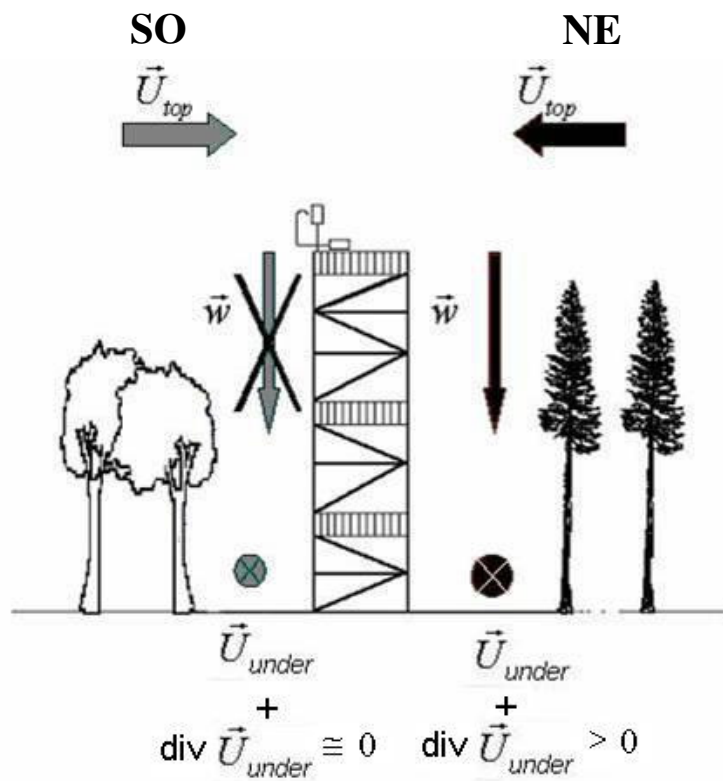


Figure 7.12. : Schéma des deux situations types d'écoulement d'air dans et au-dessus de la forêt en conditions stables. La direction de la pente est perpendiculaire au plan de la feuille et rentrante.

Les deux catégories d'écoulements gravitationnels étant identifiées, nous allons reprendre des analyses déjà réalisées précédemment sur l'ensemble des écoulement gravitationnels, en séparant les catégories NE et SO afin de mieux cerner les différences entre elles. A la Figure 7.13, nous ré analysons le lien entre  $\bar{\omega}_h$  et  $\bar{u}_{proj}$  séparément pour les catégories SO et NE. Pour la catégorie SO, il n'existe pas de lien entre  $\bar{\omega}_h$  et  $\bar{u}_{proj}$ . Quelque soit la vitesse des écoulements gravitationnels,  $\bar{\omega}_h$  reste très faible, inférieure à  $2 \text{ cm s}^{-1}$ .  $\bar{u}_{proj}$  est lui compris entre 0 et  $30 \text{ cm s}^{-1}$  et vaut, en moyenne,  $14 \text{ cm s}^{-1}$ . Par contre, pour la catégorie NE, un lien très marqué existe entre  $\bar{\omega}_h$  et  $\bar{u}_{proj}$ . Ainsi, plus l'écoulement gravitationnel est important, plus la vitesse verticale est négative, pouvant atteindre des valeurs supérieures en valeur absolue à  $10 \text{ cm s}^{-1}$  pour des  $\bar{u}_{proj}$  supérieurs à  $40 \text{ cm s}^{-1}$ . L'écoulement gravitationnel est aussi plus marqué que pour le cas SO, avec une vitesse moyenne de  $27 \text{ cm s}^{-1}$ . L'analyse de la divergence de  $\bar{u}$  dans l'espace des troncs montre aussi des différences de comportement entre les deux catégories (Figure 7.14). Pour la catégorie SO, la divergence est faible, en moyenne de  $0,0004 \text{ s}^{-1}$  tandis qu'elle est trois fois plus importante pour la catégorie NE ( $0,0015 \text{ s}^{-1}$ ). Ceci signifie que l'écoulement gravitationnel, quand il est mesuré au niveau de la station, a une vitesse et une accélération faible pour la catégorie SO tandis qu'il a une vitesse et une accélération plus importante pour la catégorie NE.

La séparation des écoulements gravitationnels en deux catégories réalisée en fonction de la direction du vent ambiant et l'analyse qui en découlera repose sur l'évaluation de  $\bar{\omega}_h$ , mesure difficile dont nous avons déjà souligné les incertitudes. Il est donc nécessaire d'envisager les biais systématiques possibles sur  $\bar{\omega}_h$  liés à la direction du vent ambiant. Deux biais son envisageables. D'abord, le secteur NE est aussi le secteur pour lequel la PFMS est la moins bien définie. On pourrait donc penser que la composante verticale de la vitesse obtenue pour ce secteur est sujette à caution. Rappelons qu'une erreur de  $1^\circ$  sur l'inclinaison, associée à un

vent ambiant de  $1 \text{ m s}^{-1}$ , se traduirait par une erreur de  $1,7 \text{ cm s}^{-1}$  seulement sur la composante verticale de la vitesse. La réponse directionnelle très marquée de  $\bar{\omega}_h$  ne peut donc pas provenir d'une éventuelle faiblesse de la PFMS qui biaiserait l'estimation de  $\bar{\omega}_h$  pour certains secteurs de vent. Ensuite, une autre explication possible de cette différence de comportement de  $\bar{\omega}_h$  entre secteurs pourrait venir d'une déformation de l'écoulement au-dessus de la canopée, due à une différence de hauteur des parcelles de hêtres et de Douglas à l'interface desquelles est placée la tour de mesure. Les lignes d'écoulement suivant la surface, on pourrait imaginer que quand le vent souffle des Douglas (vent ambiant du NE) vers les hêtres, dont la taille est plus faible, il soit dévié vers le bas. Dans ce cas, on devrait s'attendre à une déviation vers le haut dans le cas inverse, ce qui n'est pas observé. De plus, le même argument de cohérence de  $\bar{\omega}_h$  par rapport à des mesures indépendantes dans l'espace des troncs prouve que quand une vitesse verticale négative est détectée au-dessus du couvert, ce air pénètre bien jusque dans l'espace des troncs. Une déformation de l'écoulement due à la topographie du sommet de la canopée ne peut donc pas expliquer à elle seule la dépendance de  $\bar{\omega}_h$  par rapport à la direction du vent ambiant.

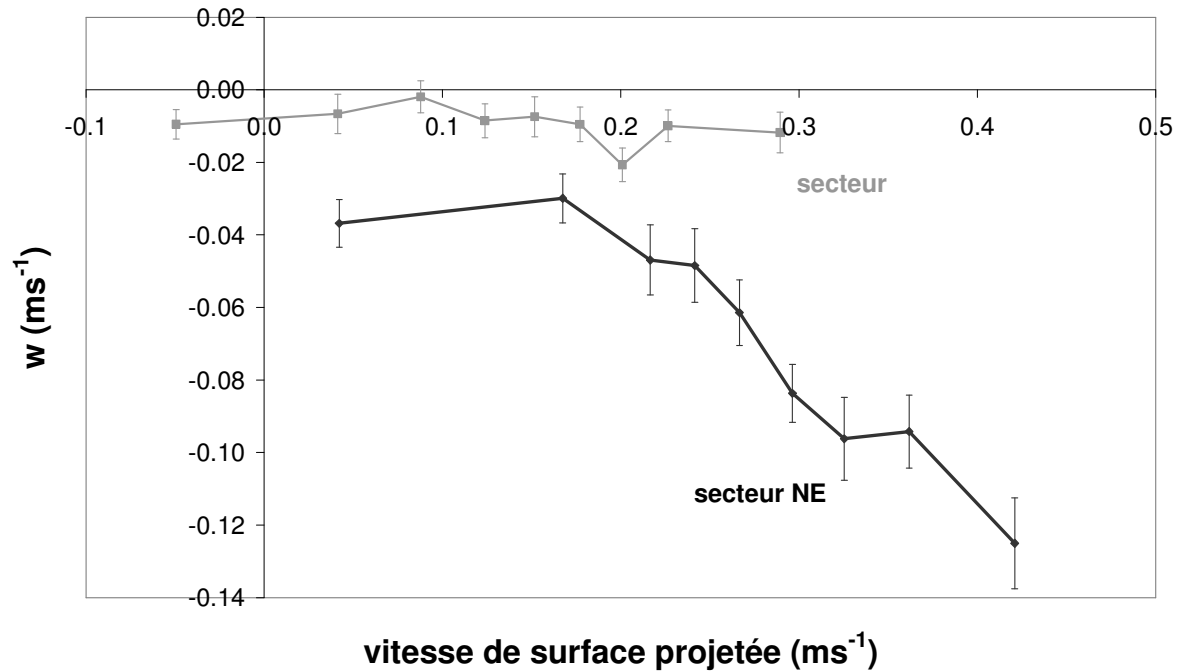


Figure 7.13. : Idem que la Figure 7.10 mais pour 2 secteurs de vent ambiant (noir : secteur NE ; gris : secteur SO). Chaque point correspond à une moyenne de 50 mesures.

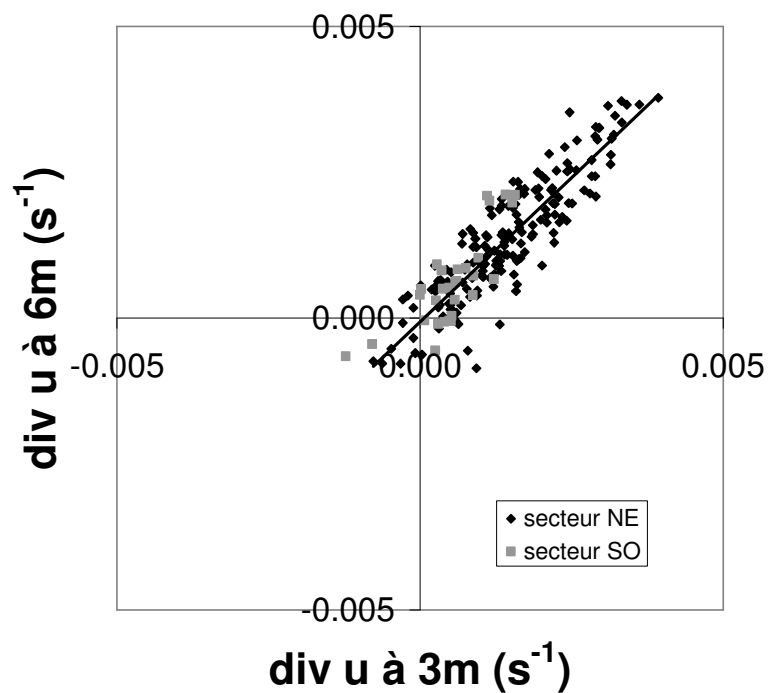


Figure 7.14. Comparaisons des divergences de  $\bar{u}$  à 6 et 3 m d'altitude pour les secteurs de vent ambiant NE (points noirs) et SO (points gris).



Enfin, le profil vertical de température présenté à la Figure 7.15 montre aussi des différences pour les deux catégories. Le gradient vertical est nul dans l'espace des troncs pour la catégorie SO tandis qu'une inversion thermique de 0,5 °C est détectée pour la catégorie NE. Ces deux profils verticaux de température sont établis à rayonnements nets équivalents (nuits sans couvertures nuageuses). L'interprétation de ces profils apportera des informations sur l'importance des forces de flottabilité dans les deux situations d'écoulements gravitationnels.

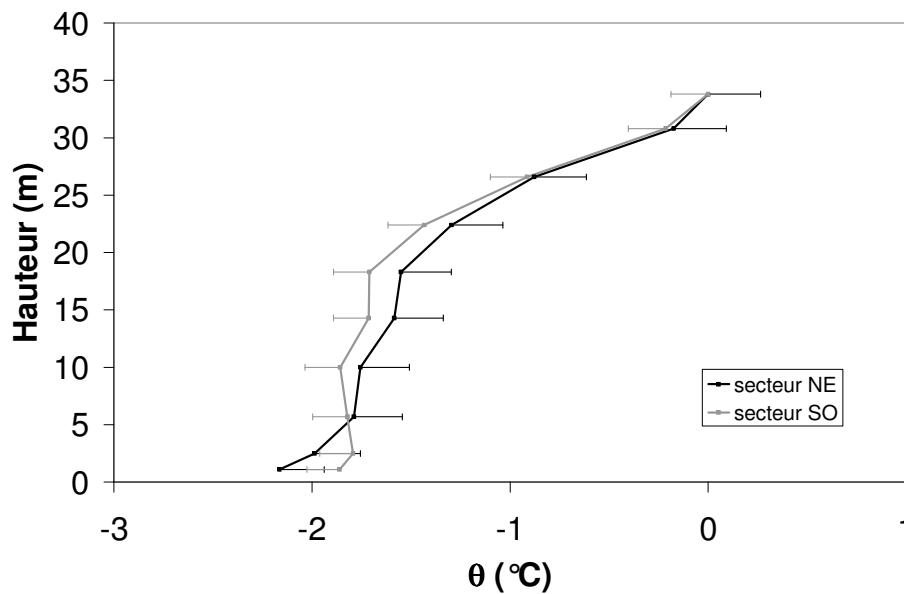


Figure 7.15. Profil vertical de température potentielle de l'air en conditions nocturnes stables et non nuageuses ( $R_{net} < -50 \text{ W m}^{-2}$ ). Pour 2 secteurs de vent ambiant (noir : secteur NE ; gris : secteur SO). Chaque point est une moyenne de 213 (104) mesures.

A l'aide de ces informations, il est possible d'établir un schéma cohérent de la situation. Lorsque le vent ambiant souffle du secteur NE, on voit que le profil vertical de température est plus marqué (Figure 7.15), ce qui suggère une action plus importante des forces de flottabilité. Cette situation a été étudiée par [Mahrt \(1982\)](#). En considérant que seules les forces de flottabilité interviennent dans l'équation 7.1, il déduit une estimation de la vitesse horizontale le long de la pente donnée par  $\bar{u}(x) = \left( \frac{g \Delta \bar{\theta}}{\bar{\theta}} x \sin \alpha_p \right)^{\frac{1}{2}}$  avec  $x$  représentant la

distance depuis l'origine de l'écoulement gravitationnel. En reprenant des valeurs représentatives des épisodes gravitationnels de la catégorie NE à Vielsalm ( $\Delta\theta = 0,5$  K,  $\theta = 285$  K,  $x = 300$  m et  $\alpha_p = 1,7^\circ$ ), nous obtenons une vitesse de l'ordre de  $0,4 \text{ m s}^{-1}$  ce qui correspond aux valeurs maximales que nous avons observées. Cette estimation est donc en bon accord avec nos résultats dans la mesure où les termes décrivant un freinage de l'écoulement gravitationnel (entraînement, gradients de pression le long de la pente, forces de traînée - termes III, V et VI de l'équation 7.1) ne sont pas pris en compte. Les forces de flottabilité provoquent donc une accélération de l'écoulement gravitationnel qui est mesurée par la divergence de la vitesse horizontale (Figure 7.14). Si cette action s'exerce pareillement en amont, on doit également s'attendre à observer un écoulement gravitationnel présentant une vitesse significative au niveau de la station de mesure (Figure 7.13). La situation de divergence horizontale entraîne, par l'équation de continuité, une convergence verticale et donc une vitesse verticale négative au sommet du couvert (Figure 7.13). Lorsque le vent ambiant souffle du secteur SO, le profil de température est quasi plat dans l'espace des troncs et les forces de flottabilité sont beaucoup plus faibles. Dans ces conditions, l'écoulement ne peut pas être accéléré de manière significative. La divergence de  $\bar{u}$  est donc faible au niveau de la station. Si cette situation est rencontrée aussi en amont, il en résulte un écoulement gravitationnel présentant une vitesse faible au niveau de la station. En l'absence de divergence horizontale, aucune convergence verticale n'est observée.

Le gradient vertical de température ayant été identifié comme l'élément moteur des écoulements d'air dans la forêt en conditions stables, il reste à comprendre pourquoi ce gradient est différent sous vent ambiant du SO et du NE. La possibilité d'une différence de régimes radiatifs doit être écartée. En effet, les nuits avec vent ambiant du NE ne sont pas plus dégagées que celles avec vent ambiant du SO et à rayonnement net équivalent, le profil vertical de température près du sol présente une inversion sous vent ambiant du NE et est plat

sous vent ambiant du SO. Une différence de régimes radiatifs n'est donc pas la cause de la dichotomie NE-SO. Nous n'avons pas, à ce stade, d'explications pour cette différence de profil vertical de température près du sol.

De façon plus générale, selon les valeurs des différentes forces agissant sur la particule d'air, l'écoulement gravitationnel pourrait accélérer (divergence horizontale et donc convergence verticale), conserver une vitesse constante (situation d'équilibre) ou décélérer (convergence horizontale et divergence verticale). Les trois situations sont schématisées à la Figure 7.16.

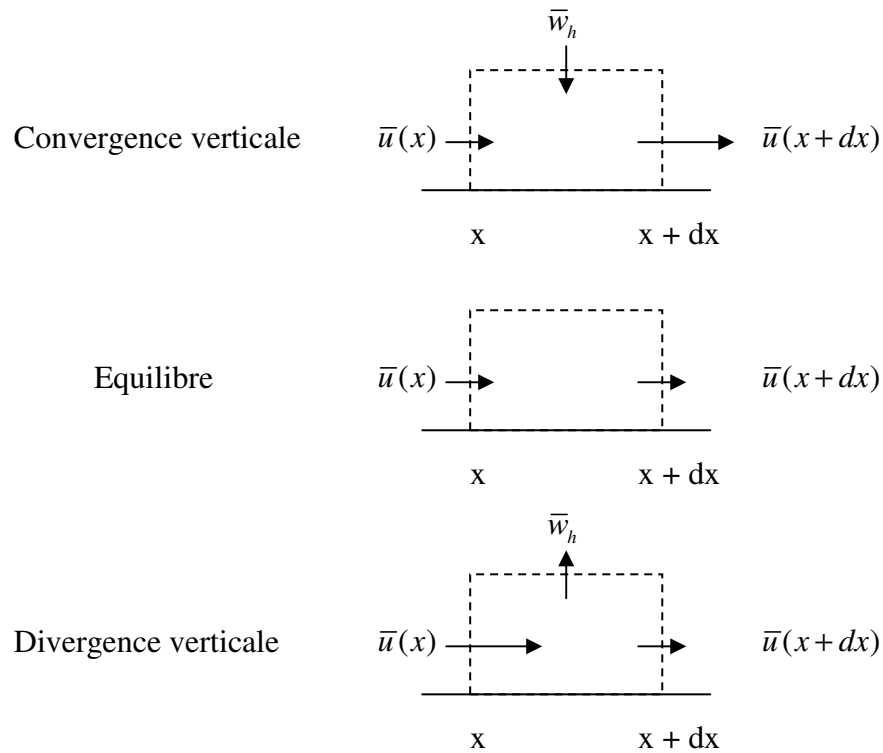


Figure 7.16. Schéma des trois situations d'écoulements gravitationnels.

Les deux situations types rencontrées à Vielsalm peuvent être classées selon ce schéma. La catégorie Nord-Est est une situation de convergence verticale, avec accélération de l'écoulement gravitationnel tandis que la catégorie Sud-Ouest est une situation proche de l'équilibre. Nous reviendrons plus tard sur cette classification dans le cadre de l'impact de chaque type d'écoulement sur le champ des concentrations de  $[\text{CO}_2]$ .

Une revue de littérature des études identifiant clairement la présence d'écoulements gravitationnels sur leur site en conditions stables et proposant des estimations de vitesse verticale permet d'illustrer l'occurrence des 3 situations types. Des situations de convergences verticales ont été détectées par [Lee \(1998\)](#) à Prince Albert (USA), par [Marcolla et al. \(2005\)](#) à Renon (ITA), par [Feigenwinter et al. \(2004\)](#) à Tharandt (GER) et par [Aubinet et al \(2005\)](#) à Bily Kriz (TCH). Des situations d'équilibre sont mentionnées par [Staebler et Fitzjarrald \(2004\)](#) à Harvard (USA) et par [Aubinet et al. \(2005\)](#) à Hesse (FRA). La seule situation de divergence verticale est proposée par [Turnipseed et al. \(2003\)](#) sur le site de Niwot Ridge (USA). Cette classification s'effectue uniquement sur base des vitesses verticales puisque aucune de ces études ne propose de mesures de divergence de la vitesse horizontale dans la forêt à l'exception de [Staebler \(2003\)](#) qui échoue cependant dans la recherche d'un lien logique entre cette grandeur et la vitesse verticale. Les mêmes auteurs, dans une publication ultérieure ([Staebler et Fitzjarrald, 2005](#)) calculent les différentes forces agissant sur l'écoulement et estiment les forces de traînée à  $0,01 \text{ m s}^{-2}$  et le gradient horizontal de pression, les forces de flottabilité et la divergence verticale de la contrainte de Reynolds à respectivement  $0,004 \text{ m s}^{-2}$ ,  $0,004 \text{ m s}^{-2}$  et moins que  $0,001 \text{ m s}^{-2}$  (toutes les forces étant exprimées par unité de masse d'air). Ceci confirme la possibilité d'un équilibre des forces aboutissant à une situation d'équilibre. La seule situation de divergence verticale est expliquée par [Turnipseed et al. \(2003\)](#) en invoquant une diminution de l'inclinaison de la pente aux environs de la tour de mesure, associée à une augmentation de la densité de la végétation. La diminution de l'inclinaison de la pente pourrait induire une réduction de l'action des forces de flottabilité tandis que l'augmentation de la densité de végétation pourrait provoquer une augmentation de l'action des forces de traînée. La réduction de la force à l'origine de l'écoulement gravitationnel associée à l'augmentation d'une force qui le contre pourrait aboutir à une situation de divergence verticale.

Il est possible que certains sites ne vérifient pas cette classification. Un exemple est fourni par l'étude de [Froelich \*et al.\* \(2006; 2005\)](#) sur le site de Morgan Monroe (USA). Ils montrent en effet que le schéma d'écoulement dépend de la saison. Le site est situé sur la crête d'une colline et une vitesse verticale négative est observée en toutes saisons la nuit au-dessus de la forêt. Cependant, l'écoulement nocturne sous la canopée, mesuré sur la pente à proximité de la tour, varie en fonction de la saison. En hiver quand les arbres n'ont plus de feuilles, cet écoulement descend la pente tandis qu'en saison de végétation, il remonte la pente. En supposant que la vitesse de l'écoulement sous la canopée s'annule au sommet de la crête, un écoulement descendant la pente (hiver) doit accélérer et un écoulement remontant la pente (période de végétation) doit décélérer. Si la situation hivernale pourrait être classée comme une situation de convergence verticale (Figure 7.16), la situation en période de végétation devrait provoquer une divergence verticale au sommet de la tour. C'est l'inverse qui est observé, suggérant une inversion du signe de la vitesse verticale dans la canopée.

## **7.6. Impact sur le champ des [CO<sub>2</sub>]**

### **7.6.1. Introduction**

Cette partie a pour but de caractériser le champ des [CO<sub>2</sub>] dans la forêt et d'étudier le lien entre celui-ci et les écoulements d'air. Nous présenterons d'abord le gradient vertical (7.6.2), puis le gradient horizontal (7.6.3) de [CO<sub>2</sub>], en nous attachant sur les conditions nocturnes stables mais sans faire de distinction entre les situations d'écoulement gravitationnel avec convergence ou à l'équilibre. Ensuite, nous introduirons cette distinction et montrerons que nous sommes en mesure de proposer un mécanisme cohérent liant les concentrations aux écoulements.

### 7.6.2. Gradients verticaux de CO<sub>2</sub>

Le gradient vertical de [CO<sub>2</sub>] est présenté à la Figure 7.17 pour les périodes diurnes et nocturnes. La valeur de la [CO<sub>2</sub>] moyenne est supérieure près du sol (0,5m) qu'au-dessus de la canopée. La différence est de 10  $\mu\text{mol mol}^{-1}$  pendant la journée et 25  $\mu\text{mol mol}^{-1}$  la nuit. Le gradient vertical est donc toujours négatif. Ce signe négatif est caractéristique des écosystèmes forestiers. En effet, la nuit, la forêt se comporte comme une source de CO<sub>2</sub> en raison de la respiration du sol et de la végétation et durant les périodes de faible turbulence, ce CO<sub>2</sub> s'accumule près du sol, à l'endroit où se situent les sources principales. Pendant la journée, le gradient est beaucoup moins prononcé en raison d'une turbulence mieux développée qui a tendance à uniformiser les concentrations et de l'activité photosynthétique qui provoque une décroissance des concentrations entre 15 et 25 m.

Une vision plus précise des gradients verticaux nocturnes est donnée à la Figure 7.18 où l'évolution de la différence de concentration entre 1 m et 36 m en fonction du paramètre de stabilité est présentée. Le gradient est faible en périodes neutres et croît avec la stabilité pour atteindre 35  $\mu\text{mol mol}^{-1}$  en conditions très stables. Le gradient en périodes instables est plus important qu'en périodes neutres. L'existence d'un gradient vertical en conditions instables, correspondant à des périodes ensoleillées, peut aussi s'expliquer par un brassage moins important dû aux faibles vitesses de vent ainsi que par une différence d'intensité marquée entre les sources et les puits, le feuillage photosynthétisant beaucoup en raison d'un grand ensoleillement et le sol respirant plus en raison d'une température élevée.

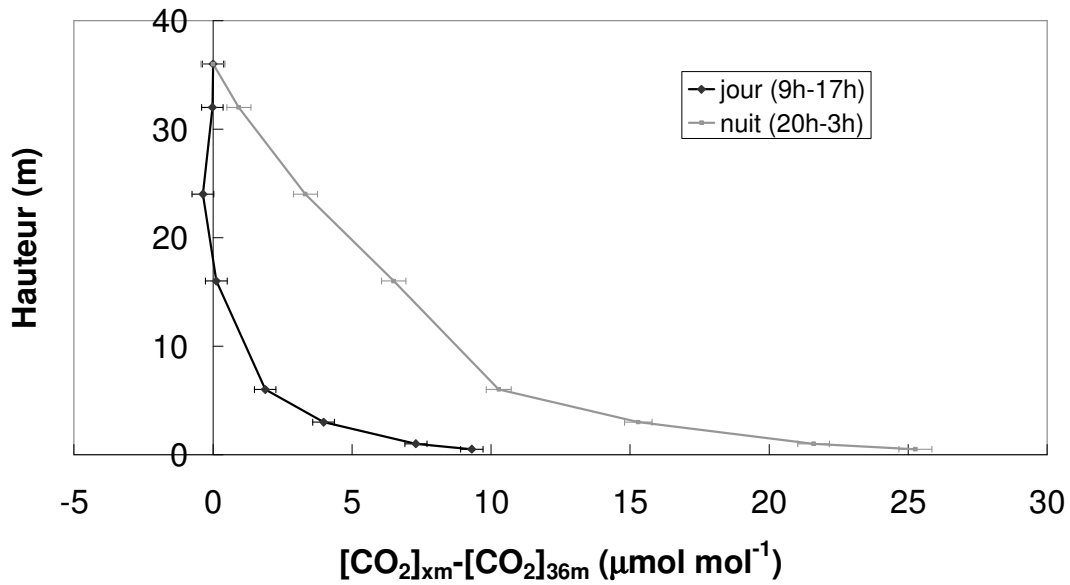


Figure 7.17. : Profil vertical des [CO<sub>2</sub>] en périodes diurnes (1670 demi-heures) et nocturnes (1480 demi-heures) pour la période mai-août 2002. Les barres d'erreur représentent l'erreur standard.

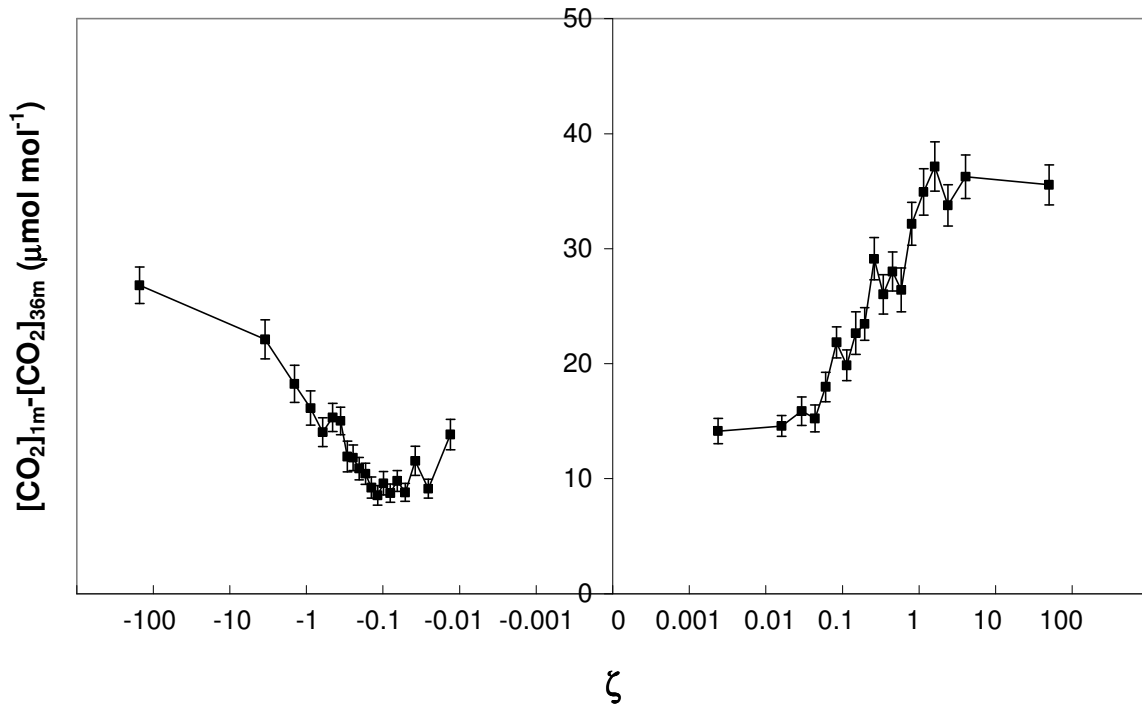


Figure 7.18. : Moyenne et erreur standard du gradient vertical de [CO<sub>2</sub>] en fonction du paramètre de stabilité. Chaque point correspond à une moyenne de 100 mesures.

La valeur des gradients verticaux nocturnes de [CO<sub>2</sub>] en périodes stables et leur comparaison avec les gradients verticaux diurnes sont de bons indicateurs de l'importance relative du stockage et de l'advection un site. La Figure 7.19, extraite de [Aubinet \*et al.\* \(2005\)](#) représente les gradients verticaux de [CO<sub>2</sub>] dans des forêts, incluant Vielsalm, présentant des topographies différentes.

Le site de Le Bray dans les Landes (France) voit des différences de concentrations entre le jour et la nuit, à la même hauteur, pouvant dépasser 100  $\mu\text{mol mol}^{-1}$  (Figure 7.19c). Ceci suggère une accumulation importante de CO<sub>2</sub> dans la forêt en conditions nocturnes qui n'est possible qu'en l'absence de processus de transport de CO<sub>2</sub> et particulièrement en l'absence d'advection. La topographie du site, qui est parfaitement plat, explique que des écoulements gravitationnels ne peuvent s'y développer. En l'absence de turbulence, c'est donc le terme de stockage qui sera prépondérant dans le bilan nocturne des flux de CO<sub>2</sub>. Par contraste, les sites de Bily Kriz et de Renon présentent des différences jour-nuit limitées (Figure 7.19c). Ces sites présentent des pentes fortes et sont donc soumis à des écoulements gravitationnels très fréquents et bien développés. En l'absence de turbulence, ce sont alors les termes d'advection qui deviennent prépondérants et limitent l'accumulation de CO<sub>2</sub> dans la forêt. Les sites de Hesse et de Vielsalm, de pentes plus faibles, présentent une situation intermédiaire où le stockage et l'advection sont en compétition.



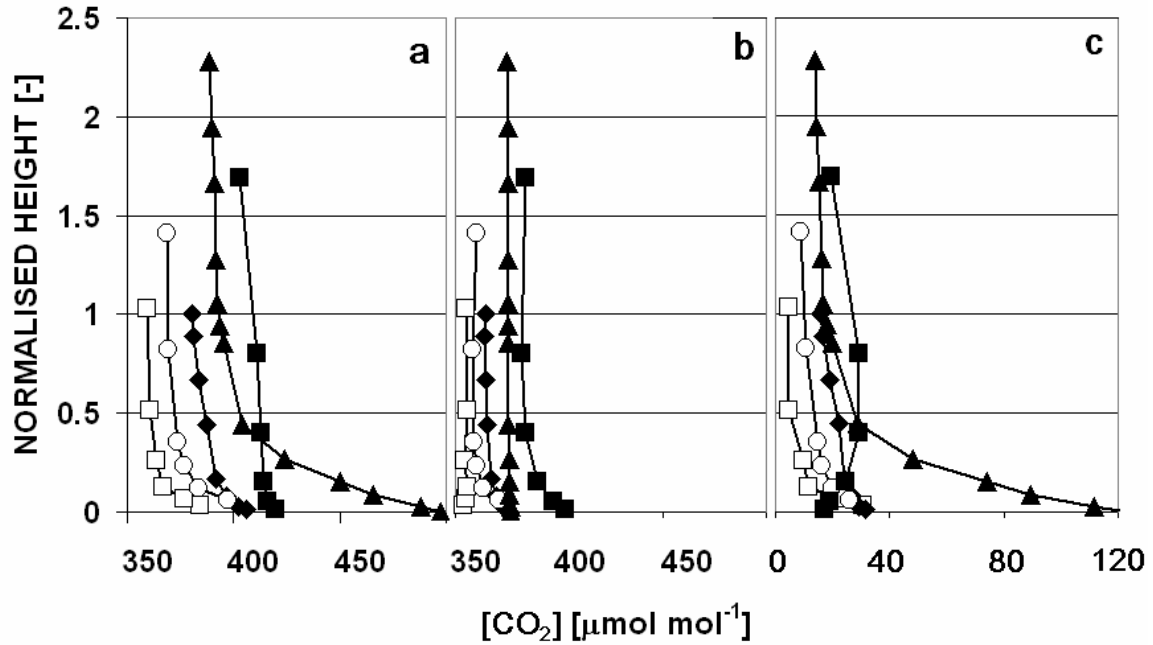


Figure 7.19. Profil vertical de [CO<sub>2</sub>] à Bily Kriz (cercles ouverts), Le Bray (triangles noirs), Hesse (carrés noirs), Renon (carrés ouverts) et Vielsalm (diamants noirs). (a) conditions nocturnes, (b) conditions diurnes, (c) différences entre jour et nuit. Les hauteurs sont normalisées par la hauteur de la canopée. Extrait de [Aubinet \*et al.\*, 2005](#).

Les trois nuits déjà utilisées précédemment pour illustrer l'apparition d'écoulements gravitationnels sur notre site de Vielsalm (Figure 7.5, page 109) permettent de très bien illustrer cette compétition entre advection et stockage. On représente à la Figure 7.20 l'évolution temporelle des [CO<sub>2</sub>] près du sol (0,5 m), dans l'espace des troncs (6 m) et au sommet de la forêt (36 m).

Dans la nuit du 15 au 16 juillet, qui présente à partir de 21 h des écoulements gravitationnels bien développés, la [CO<sub>2</sub>] près du sol, partant de 390  $\mu\text{mol mol}^{-1}$ , augmente à partir de 22 h pour ensuite plafonner dans la seconde moitié de nuit aux environs de 430  $\mu\text{mol mol}^{-1}$ . Le stockage sera donc limité pour cette nuit. Le CO<sub>2</sub> produit est donc probablement évacué latéralement par les écoulements gravitationnels, limitant ainsi la croissance des concentrations dans la forêt. La destruction du profil vertical s'effectue en même temps que la

destruction de l'écoulement gravitationnel, vers 7 h, en raison de l'augmentation de la turbulence atmosphérique.

Par contraste, la nuit du 16 au 17 juillet présente des [CO<sub>2</sub>] assez faibles. En effet, la concentration près du sol s'élève à peine de 10  $\mu\text{mol mol}^{-1}$  par rapport à la concentration de jour. Cette nuit est turbulente et le brassage d'air par le vent ambiant empêche à la fois la formation d'écoulements gravitationnels et l'accumulation de CO<sub>2</sub> dans la forêt.

Finalement, la nuit du 22 au 23 août présente des [CO<sub>2</sub>] très élevées. Partant d'une valeur de 380  $\mu\text{mol mol}^{-1}$ , la concentration près du sol augmente régulièrement pendant toute la nuit pour culminer à 490  $\mu\text{mol mol}^{-1}$  après le lever du soleil, à 6h30. Nous avons déjà montré que pendant cette nuit, malgré un niveau de turbulence très faible, les écoulements gravitationnels sont moins bien développés en raison d'un rayonnement net moins négatif, minimisant l'action des forces de flottabilité. Cette dernière nuit est plutôt inhabituelle sur notre site (5 nuits de ce type sur une campagne de 106 nuits), les [CO<sub>2</sub>] dépassant rarement 460  $\mu\text{mol mol}^{-1}$  à cette hauteur. Elle pourrait être classée comme une nuit 'à stockage' tandis que la première nuit présentée est plutôt une nuit 'à advection', plus représentative de l'évolution des concentrations en périodes de faibles turbulence sur notre site.

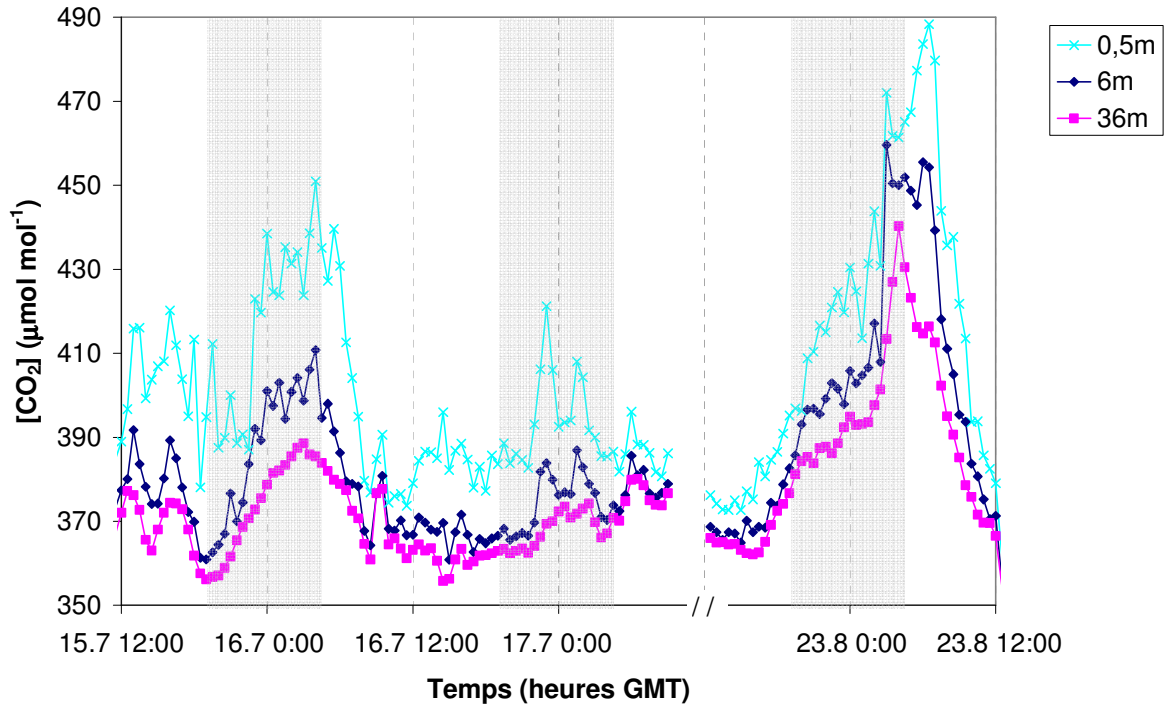


Figure 7.20. Evolution des [CO<sub>2</sub>] à 3 hauteurs dans la forêt.

Les zones grisées correspondent aux périodes nocturnes (19h30-04h GMT, respectivement heures de coucher et de lever du soleil)

### 7.6.3. Gradients horizontaux de CO<sub>2</sub>

L'évolution en fonction du paramètre de stabilité du gradient horizontal de [CO<sub>2</sub>] à 1 m de haut est présentée à la Figure 7.21. On voit qu'il est légèrement positif en conditions instables, neutres et faiblement stables, mais devient très significativement négatif en situation stable. Remarquons que les gradients positifs observés en conditions instables et neutres (jour et nuits venteuses) ne peuvent pas être interprétés de la même manière. En effet, sous ces conditions, le vent n'est pas aligné le long du transect et les [CO<sub>2</sub>] mesurées sur les deux mâts auxiliaires ne caractérise pas la même masse d'air. Le gradient de [CO<sub>2</sub>] ne peut donc être interprété en termes d'enrichissement ou d'appauvrissement de l'air le long de l'écoulement. La valeur seuil du paramètre de stabilité au-delà de laquelle les écoulements gravitationnels apparaissent étant de 0,3, il est donc clair que le gradient de [CO<sub>2</sub>] le long d'une ligne d'écoulement pendant ces périodes (nuits calmes) est négatif. Cela signifie que l'air

s'appauvrit en CO<sub>2</sub> en descendant la pente. Cette conclusion est confirmée par les résultats présentés en Figure 7.22 et Figure 7.23.

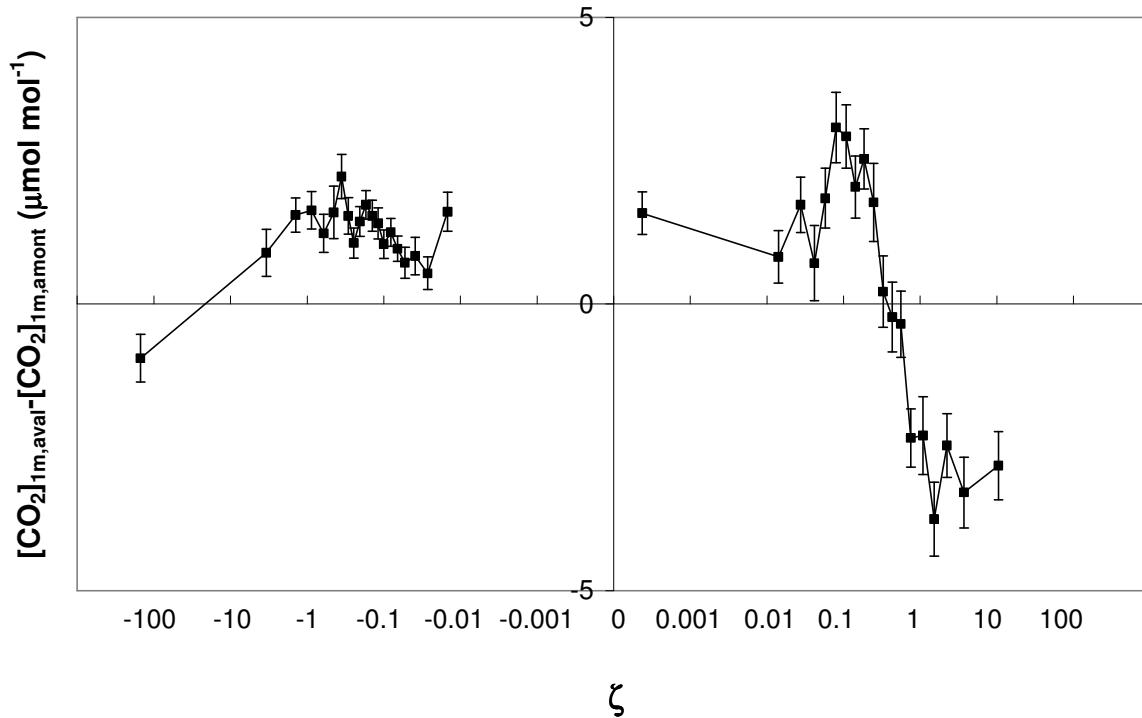


Figure 7.21. Moyenne et erreur standard du gradient horizontal de [CO<sub>2</sub>] à 1 m de haut en fonction du paramètre de stabilité. Chaque point correspond à une moyenne de 100 mesures.

L'évolution, en conditions d'écoulement gravitationnel, de la [CO<sub>2</sub>] en fonction de la distance sous le vent est présentée à la Figure 7.22. Par ailleurs les profils verticaux des différences de [CO<sub>2</sub>] entre les extrémités du transect sont présentés à la Figure 7.23. Pour chaque figure, la ligne en traits pleins résulte de mesures obtenues lors de la campagne de 2002 (120 jours) et la ligne en pointillés de mesures obtenues lors de la campagne de 2003 (26 jours). Dans les deux cas, les transects ont été orientés dans la direction de la pente mais ils ont été placés à des endroits différents, séparés latéralement par une distance de 50 m. Le transect de 2002 était placé dans la parcelle des hêtres, celui de 2003, dans la parcelle des Douglas (voir Figure 4.1).

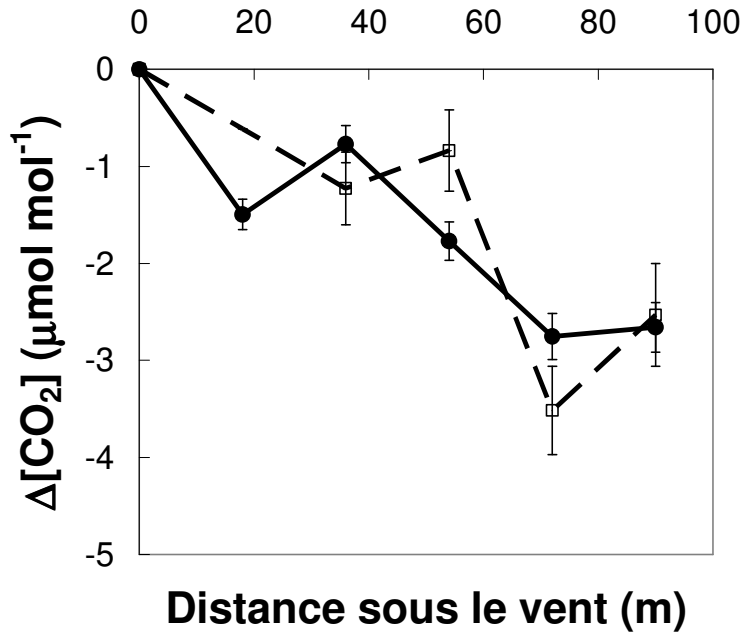


Figure 7.22. : Profils horizontaux de [CO<sub>2</sub>] mesurés dans la direction de la pente (aval - amont) à une hauteur de 1 m, en conditions d'écoulement gravitationnel. Traits pleins : campagne dans les hêtres, traits pointillés : campagne dans les Douglas. Chaque point est une moyenne de 600 (250) mesures dans les hêtres (Douglas). Les barres d'erreur représentent l'erreur standard de la moyenne.

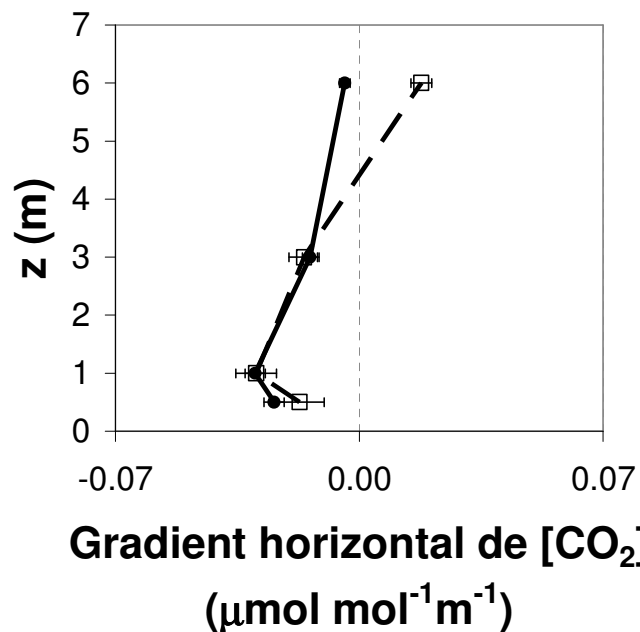


Figure 7.23. : Profil vertical du gradient horizontal de [CO<sub>2</sub>] en conditions d'écoulement gravitationnel. Traits pleins : campagne dans les Hêtres, traits pointillés : campagne dans les Douglas. Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard de la moyenne.

Ces résultats confirment l'existence d'un gradient de [CO<sub>2</sub>] négatif tel que présenté plus haut. Un tel résultat avait déjà été obtenu lors de la campagne de mesure de 1999 (Aubinet *et al.*, 2003) mais ce premier résultat n'était basé que sur deux points de mesure distants de 50 m et sa représentativité spatiale était dès lors questionnable car le gradient mesuré pouvait être dû à une source très locale qui aurait pu influencer un des deux points. Les résultats de la Figure 7.22 montrent que le gradient de [CO<sub>2</sub>] est assez homogène non seulement longitudinalement mais aussi transversalement. Il semble donc régulé principalement par des hétérogénéités à grande échelle. Ces mesures sont donc représentatives à l'échelle de l'écosystème ou du moins à l'échelle d'une surface d'environ un demi hectare, surface étudiée par notre dispositif.

De plus, comme les deux transects sont mesurés au cours de deux années successives et sont qualitativement en accord avec celui mesuré en 1999, ceci suggère que les gradients observés ne sont pas sujets à une grande variabilité inter-annuelle. Il semble que, en raison des spécificités de sa topographie et de sa couverture végétale, le site de Vielsalm permet donc d'obtenir des mesures répétables d'advection horizontale. Cette conclusion n'est apparemment pas valable pour tous les sites. Ainsi, Marcolla *et al.* (2005) mesurant le gradient horizontal de CO<sub>2</sub> sur un site de moyenne montagne situé dans les Alpes italiennes (Renon), ont mis en évidence de grandes variations locales, le gradient étant positif dans la première partie du profil et négatif dans sa seconde partie. Ceci peut être dû, à une répartition hétérogène des sources de CO<sub>2</sub> dans l'écosystème. Notons que leur profil n'était mesuré qu'avec trois points et à l'aide d'un dispositif expérimental plus rudimentaire que le nôtre. Toutefois des mesures plus détaillées et plus précises réalisées sur le même site dans le cadre de la campagne de mesure ADVEX 2005 ont confirmé ce résultat (Feigenwinter *et al.*, submitted). Par ailleurs, Staebler et Fitzjarrald (2004) mesurant les flux d'advection dans une forêt mixte à topographie complexe (Harvard, Massachusetts) trouvent une grande variabilité

inter-annuelle dans leur champ horizontal de [CO<sub>2</sub>] et suggèrent qu'elle est due à une variabilité interannuelle de la répartition des sources en raison de sécheresses localisées sur certaines parties du site.

La Figure 7.23 apporte une information supplémentaire sur la distribution verticale de ce gradient. Elle montre que, si la valeur moyenne des gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>] en conditions d'écoulement gravitationnel est d'environ -0,03  $\mu\text{mol mol}^{-1} \text{ m}^{-1}$  à une hauteur de 1 m, elle décroît rapidement avec la hauteur et s'annule à une hauteur d'à peu près 4 à 6 m. Ceci suggère que, même si les écoulements gravitationnels sont générés sur toute la hauteur de l'espace des troncs l'advection horizontale ne s'exerce pas sur toute l'épaisseur de la couche mais seulement dans sa partie la plus basse.

#### **7.6.4. Hypothèse de dilution et réponse directionnelle**

Dans cette section, nous discuterons le signe du gradient horizontal de [CO<sub>2</sub>] mesuré en conditions nocturnes et stables et présenterons une situation expérimentale permettant de renforcer l'explication théorique du signe de ce gradient.

Dans un exercice de comparaison entre six sites européens, [Aubinet \*et al.\* \(2005\)](#) ont proposé un modèle d'évolution des [CO<sub>2</sub>] le long d'une pente en présence d'un écoulement gravitationnel. Ils ont montré que des gradients positifs et négatifs étaient tous deux possibles. D'un part, l'air passant dans le volume de contrôle peut s'enrichir en CO<sub>2</sub> en raison de la respiration des sources, ce qui génère à un gradient positif le long de l'écoulement. D'autre part, en présence de convergence verticale (une vitesse verticale négative), l'air de l'écoulement gravitationnel peut se mélanger avec de l'air ambiant, plus pauvre en CO<sub>2</sub>. Cette dilution produit un appauvrissement de l'air en CO<sub>2</sub> et peut générer un gradient négatif le long de l'écoulement. En pratique, ces deux processus sont probablement en compétition.

Le modèle de [Aubinet \*et al.\* \(2005\)](#) a montré qu'en l'absence de convergence verticale, le gradient ne pouvait être que positif tandis qu'en présence de convergence verticale, à grande distance des discontinuités de sources, la [CO<sub>2</sub>] tendait vers une valeur d'équilibre et les gradients horizontaux tendaient donc vers zéro. En conséquence, en conditions de convergence verticale, un gradient horizontal ne peut apparaître qu'en aval d'une discontinuité des sources. Il est négatif si la source située en amont est plus grande qu'au point de mesure et positif dans la situation inverse. La distance nécessaire pour retrouver une situation d'équilibre après une transition de source dépend du flux de masse horizontal et vertical et est estimée à plusieurs centaines de mètres. Vu la grande hétérogénéité des sources respiratoires dans un sol forestier, cela suggère que l'existence de gradients non nuls constituerait plutôt la règle que l'exception dans les forêts.

Ce modèle apporte un cadre conceptuel permettant de comprendre l'origine et le signe des gradients horizontaux. Son évaluation numérique nécessiterait toutefois la connaissance de la répartition des sources le long de la pente, en amont du transect de mesure, données non disponibles à l'heure actuelle. Comme le site de Vielsalm présente un gradient horizontal négatif, cela impliquerait la présence en amont de notre système de mesure, de sources plus intenses qu'à hauteur de notre système. Ceci n'est pas impossible, une transition clairière-forêt étant présente (voir Figure 4.1) à 200 m en amont du dispositif. Toutefois, cette hypothèse n'a pu être vérifiée. D'une part, la zone située en amont est une pépinière à laquelle nous n'avons pas accès, d'autre part, vu la grande variabilité spatiale de la respiration du sol à courte échelle ([Perrin, 2005](#)), la vérification de cette hypothèse nécessiterait le développement d'une campagne de mesures de flux de respiration du sol impliquant des centaines de points, ce qui était irréalisable dans le cadre de ce travail.

Si nous n'avons pas la possibilité de valider quantitativement ce modèle, la comparaison des situations observées en conditions de vent ambiant du NE et du SO nous permet de proposer



une validation qualitative. En effet, la Figure 7.24 représente l'évolution avec le paramètre de stabilité des différences horizontales de [CO<sub>2</sub>] lorsque le vent ambiant souffle du NE et du SO. Nous avons vu au chapitre 7.5 que les vents du NE étaient associés à une vitesse verticale négative et à un écoulement gravitationnel important et en progression. Il apparaît à la Figure 7.24 que cette situation correspond à un gradient de [CO<sub>2</sub>] fortement négatif. Par ailleurs, nous avons montré que les vents du SO étaient associés à une vitesse verticale nulle et à un écoulement gravitationnel plus faible et en équilibre. Les résultats de la Figure 7.24 montrent que cette situation correspond à un gradient quasi-nul de [CO<sub>2</sub>].

L'analyse des mesures de vitesses de vents présentées au chapitre 7.5 et des gradients de [CO<sub>2</sub>] observés ici va permettre de mettre en évidence un mécanisme général et cohérent de circulation que nous allons détailler à la section suivante.

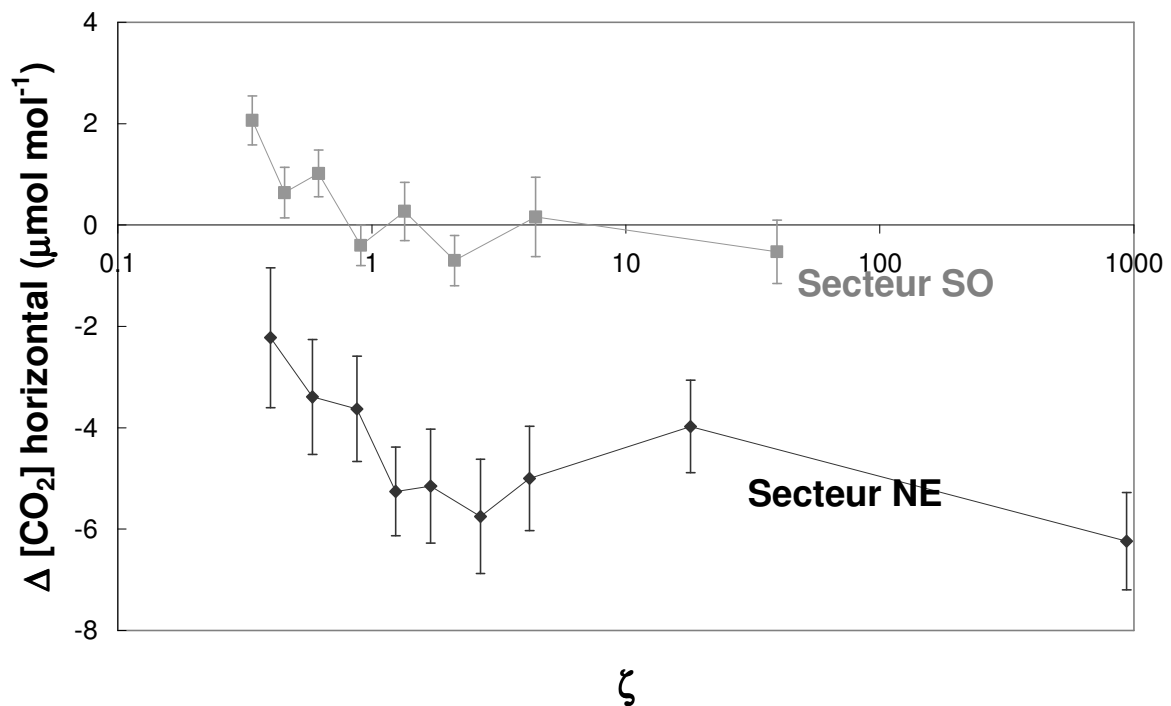


Figure 7.24. : Evolution avec la stabilité des différence de [CO<sub>2</sub>] entre les extrémités du transect horizontal à 1 m de haut et en conditions d'écoulement gravitationnel. Courbe noire : Vent au-dessus du couvert soufflant du secteur 0°-150° ; courbe grise : Vent au-dessus du couvert soufflant du secteur 180°-

300° (les couleurs sont en accord avec la Figure 7.12). Chaque point est une moyenne de 50 mesures. Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard de la moyenne.

## 7.7. Discussion

En présence de vents du NE, une vitesse verticale négative est observée au dessus de la canopée, traduisant l'existence d'un flux d'air vers le sol (Figure 7.11). Par continuité, celui-ci vient renforcer le flux horizontal sous la canopée ce qui explique à la fois un écoulement plus important (Figure 7.13) et l'existence d'une divergence de vitesse plus importante (Figure 7.14) sous ces conditions. De plus, l'air provenant du dessus de la canopée est plus pauvre en  $\text{CO}_2$  que l'air circulant dans la couche d'écoulement gravitationnel et son apport conduit à diluer le  $\text{CO}_2$ . L'effet d'appauvrissement de l'air suite à la dilution est visiblement plus important que celui d'enrichissement dû à la source ce qui contribue à créer un gradient horizontal négatif de  $[\text{CO}_2]$  (Figure 7.24). Par contre, en présence de vents du SO, ce mouvement vertical vers le sol n'existe pas (Figure 7.11), ce qui se traduit non seulement par une divergence de vitesse quasi nulle (Figure 7.14) mais aussi par un écoulement gravitationnel nettement moins important (Figure 7.13). Enfin, on n'observe pas de diminution de la  $[\text{CO}_2]$  le long de l'écoulement dans ces conditions (Figure 7.24), confirmant bien que le processus de dilution n'apparaît qu'en présence d'un écoulement vertical.

La cohérence entre les mesures de profils horizontaux de  $[\text{CO}_2]$ , de vitesse verticale au sommet du couvert et de vitesse horizontale dans l'espace des troncs est d'autant plus remarquable que ces trois variables sont obtenues par des mesures totalement indépendantes et particulièrement délicates, ainsi qu'il a été discuté plus haut (chapitres 5.1 et 5.2). Elle montre que, malgré l'imprécision affectant chacune des mesures et la difficulté de quantifier précisément aussi bien la composante verticale de la vitesse que les gradients horizontaux de

vitesse et de  $[\text{CO}_2]$ , ces grandeurs dessinent un schéma cohérent, suggérant qu'elles rendent compte d'un phénomène bien réel et répétable.

Notons toutefois, qu'à l'issue de cette analyse, un certain nombre de questions restent en suspens. Ainsi, si nous pouvons bien décrire et comparer les mécanismes se réalisant sous vents ambiants du NE et du SO et arrivons à en déduire deux mécanismes cohérents et complémentaires, nous n'avons par contre aucune idée de la cause de la différence de ces mécanismes. La possibilité d'une différence entre les régimes radiatifs dominants sous vent ambiant du SO et du NE a déjà été écartée (section 7.5). De même, une déformation de l'écoulement au-dessus de la canopée, due à une différence de hauteur des parcelles de hêtres et de Douglas à l'interface desquelles est placée la tour de mesure ne semble pas pouvoir expliquer à elle seule la dépendance de  $\bar{\omega}_h$  par rapport à la direction du vent ambiant (section 7.5).

Par ailleurs, signalons que le schéma présenté ci-dessus n'est pas totalement cohérent : en situation de SO, l'absence de mouvement vertical provoque un écoulement gravitationnel en équilibre qui, d'après le modèle proposé par [Aubinet \*et al.\* \(2005\)](#) devrait être accompagné d'un gradient positif. Celui-ci n'est pas observé en pratique.

## 8. Bilan des flux de [CO<sub>2</sub>]

Dans ce chapitre, nous proposerons une méthode de calcul des densités de flux échangées par advection sur base des mesures de vitesse de vent et de [CO<sub>2</sub>] présentées précédemment (section 8.1). Cette méthode nous permettra de décrire leur répartition verticale et leur évolution temporelle. Ensuite, les termes advectifs seront comparés à la densité de flux turbulent et de stockage pour établir un bilan complet des densités de flux en périodes d'écoulement gravitationnel (section 8.2).

### 8.1. Caractérisation de l'advection

#### 8.1.1. Advection horizontale

Le calcul de l'advection horizontale nécessite d'intégrer horizontalement et verticalement le gradient horizontal de [CO<sub>2</sub>] et la vitesse horizontale. Rappelons que l'intégration horizontale de ce terme, par parties, réalisée à la section 3.3.3.2 (Equation 3.2) donnait :

$$\frac{1}{V_m} \int_0^h \left[ \frac{1}{2L} \int_{x-L}^{x+L} \left( \bar{u} \cdot \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} \right) dx \right] dz = \frac{1}{V_m} \frac{1}{2L} \int_0^h \left[ u_0 (\bar{c}_+ - \bar{c}_-) \right] dz. \text{ Pour effectuer l'intégration verticale,}$$

nous allons postuler que, pendant les périodes d'écoulement gravitationnel, on peut séparer les dépendances spatiales et temporelles des profils verticaux de vitesse et de [CO<sub>2</sub>] :

$$\Delta c(t, z) = \Delta c_{ref}(t) f(z) \quad (8.1)$$

$$u(t, z) = u_{ref}(t) g(z) \quad (8.2)$$

où  $\Delta c_{ref}(t)$  et  $u_{ref}(t)$  représentent la différence de concentration et la vitesse du vent à une altitude donnée et les fonctions  $f(z)$  et  $g(z)$  constituent des fonctions de profils qui ne se modifient pas au cours du temps.

#### 8.1.1.1. Intégration verticale du gradient horizontal de [CO<sub>2</sub>]

Les profils verticaux de gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>] sont estimés en utilisant à la fois les mesures des profils verticaux et des profils horizontaux de concentration. Nous ajusterons sur les profils verticaux une fonction exponentielle décroissante :

$$f(z) = e^{-(z-z_{ref})/k}$$

avec  $k = 5,23 \text{ m}$

où  $z_{ref}$  est la hauteur de référence, choisie égale à 1 m, et  $k$  est la longueur d'amortissement du profil exponentiel de cette différence de [CO<sub>2</sub>]. Le paramètre  $k$  est calculé par ajustement au sens des moindres carrés de l'équation aux mesures de différence horizontales de [CO<sub>2</sub>] à  $z = \{0,5 ; 1 ; 3 ; 6\} \text{ m}$  normalisées par la différence de concentration à la hauteur de référence.

Le profil de différence de concentrations instantanées est alors obtenu en multipliant la fonction de profil  $f$  par la différence de concentration instantanée à la hauteur de référence (équation 8.1) où  $\Delta c_{ref}(t)$  est déduite d'une régression linéaire sur les 6 mesures réparties le long du transect horizontal.

L'intégration verticale est effectuée sur toute la hauteur de la forêt. Bien entendu, le choix d'une fonction de profil exponentielle, guidé par la forme observée des profils verticaux dans la couche 0-6 m, a pour conséquence l'extrapolation de gradients horizontaux quasiment nuls au-dessus de 20 m. Cette hypothèse semble raisonnable, la couche d'écoulement gravitationnelle ainsi que l'essentiel des sources étant confinées près du sol.

L'ajustement de la fonction de profil  $f$  est réalisé uniquement sur les données correspondant à des écoulements gravitationnels sous vent ambiant du NE. En effet, nous avons montré à la section 7.6.4 que les gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>] étaient plus marqués pour ces épisodes, facilitant ainsi la détermination du paramètre  $k$ . Le résultat de cet ajustement moyen est donné

à la Figure 8.1. La même fonction de profil sera alors utilisée pour les écoulements gravitationnels sous vent ambiant du SO.

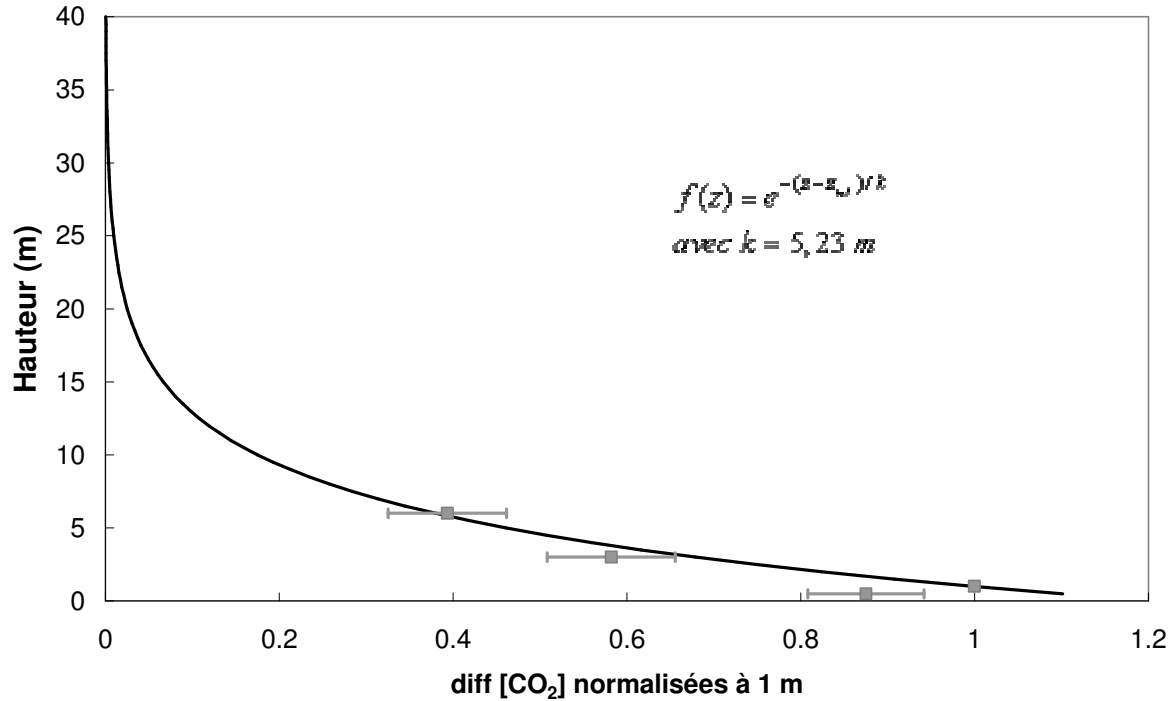


Figure 8.1. Illustration de l'ajustement du profil vertical moyen de différences horizontales de [CO<sub>2</sub>] normalisées à une hauteur de 1 m pour l'obtention de la fonction de profil-type  $f(z)$ . Résultat établi pour des conditions d'écoulement gravitationnel sous vent ambiant du NE et par la méthode de Levenberg-Marquardt.

Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard de la moyenne.

L'évolution nocturne des différences horizontales de [CO<sub>2</sub>] à différentes hauteurs ainsi obtenue est présentée à la Figure 8.2. Les ordres de grandeur sont différents dans les cas NE et SO justifiant l'utilisation d'échelles verticales différentes à la Figure 8.2. Dans le cas NE, les différences de concentration horizontales dans la couche 0-1 m vont jusqu'à  $-6 \mu\text{mol mol}^{-1}$  tandis que dans le cas SO, elles sont beaucoup plus proches de zéro avec des valeurs minimales de  $-1,1 \mu\text{mol mol}^{-1}$ . L'évolution temporelle des différences horizontales de [CO<sub>2</sub>] ne montre pas de tendance systématique évidente. Nous avons supprimé ici les périodes pour lesquelles la moyenne est établie à l'aide de trop peu de demi-heures (moins que 10

valeurs) pour éviter des moyennes non représentatives. Ceci a pour effet de supprimer les périodes de transition (début et fin de nuit), ce qui explique que l'on n'observe pas les phases d'apparition et de destruction des gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>]. En cours de nuit et après avoir sélectionné les épisodes pendant lesquels les écoulements gravitationnels sont bien établis, aucune évolution temporelle systématique ne peut être observée.

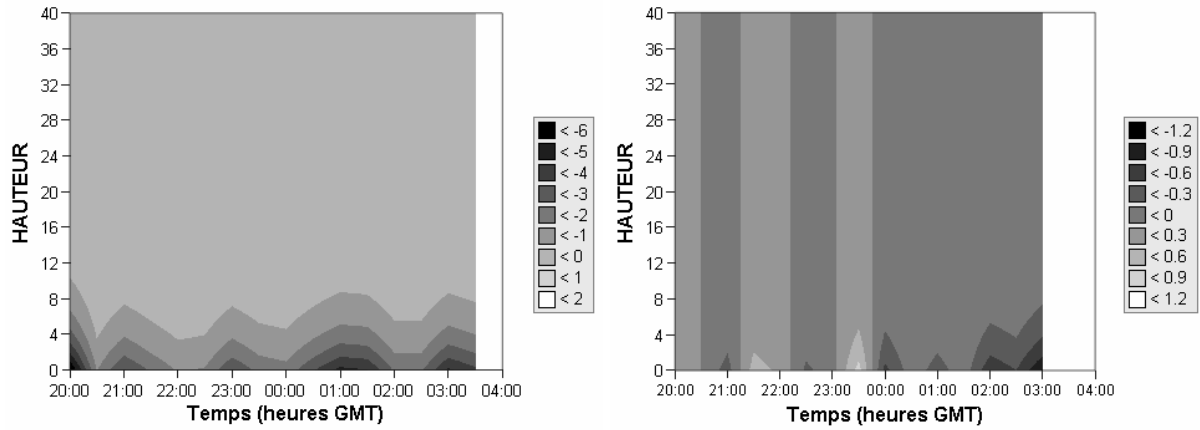


Figure 8.2. Evolution nocturne moyenne des différences de concentrations horizontales (amont-aval,  $\mu\text{mol mol}^{-1}$ ) à différentes hauteurs (intégration par profils modélisés). Résultat établi pour des conditions d'écoulement gravitationnel et pour deux catégories de direction de vent ambiant (NE à gauche et SO à droite).

#### 8.1.1.2. Intégration verticale de la vitesse de vent horizontale

Pour la fonction de profil vertical de vitesse de vent  $g(z)$ , nous choisirons une fonction de type Bêta, apte à reproduire le maximum intermédiaire de vitesse de vent :

$$g(z) = a_{0mean} z^{a_{1mean}} (20 - z)^{a_{2mean}}$$

où  $a_{0mean}$ ,  $a_{1mean}$ ,  $a_{2mean}$  sont les paramètres à ajuster.

Ces paramètres sont calculés par ajustement au sens des moindres carrés de l'équation aux mesures réalisées sur la tour principale. Les mesures sont celles réalisées à l'aide des anémomètres soniques 2D, aux hauteurs  $z = \{3; 10; 14\}$  m, normalisées par la vitesse de vent à la hauteur de référence choisie égale à 3 m. Par la forme de la fonction  $g(z)$ , nous imposons

comme conditions aux limites que la vitesse  $\bar{u}_0$  est nulle au niveau du sol et à 20 m, hauteur maximale de la couche d'écoulement gravitationnel. Ce faisant, nous limitons l'intégration de l'advection horizontale à la couche 0-20 m. Ceci a très peu d'impact sur ce terme, nous savons en effet que, vu la forme exponentielle de leur fonction de profil, les gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>] étaient aussi nuls au-dessus de 20 m.

Le profil de vitesse de vent instantané est ensuite obtenu en multipliant la fonction de profil  $g$  par la vitesse de vent instantanée à la hauteur de référence (équation 8.2).

L'ajustement est réalisé, comme pour les gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>] sur les données correspondant à des écoulements gravitationnels sous vent ambiant du NE. La fonction de profil du secteur SO est très proche de celle du secteur NE mais, pour conserver l'analogie de traitement avec l'intégration des gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>], la fonction de profil NE sera aussi utilisée pour les écoulements gravitationnels sous vent ambiant du SO. Le résultat de cet ajustement moyen est donné à la Figure 8.3.

Le maximum de vent se situe vers 7 m. Le vent au sommet de la couche d'écoulement gravitationnel est certainement sous-estimé mais l'impact de cette sous-estimation sur l'advection horizontale sera très faible puisque les gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>] sont déjà très faibles à cette altitude.



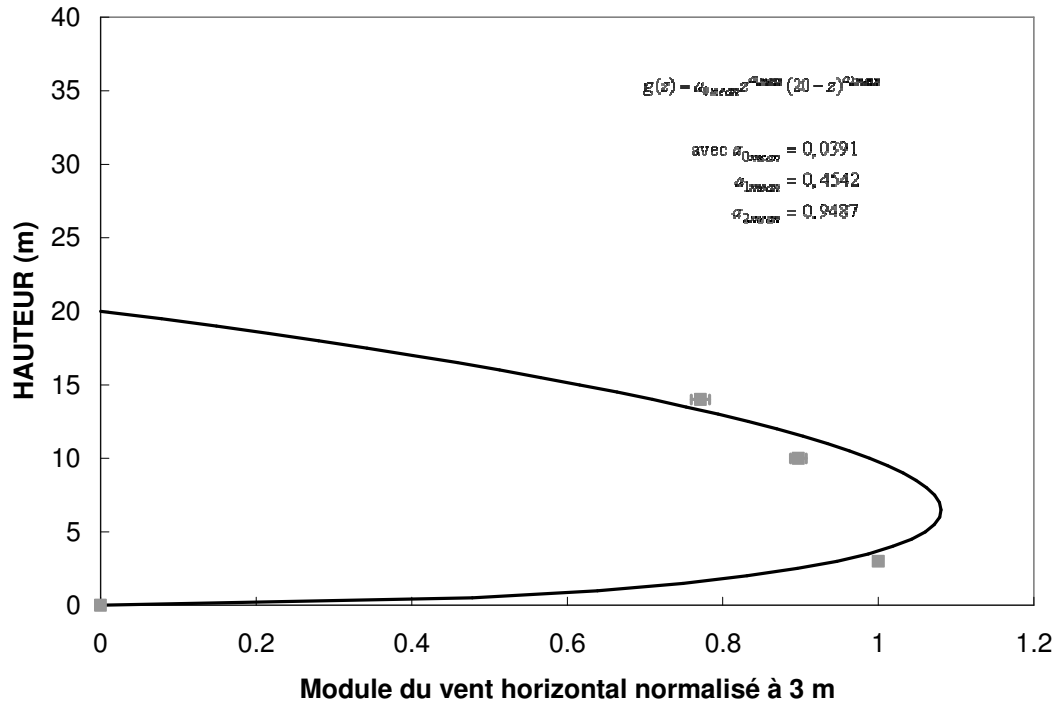


Figure 8.3. Illustration de l'ajustement du profil vertical moyen de vent pour l'obtention de la fonction de profil-type  $g(z)$ . Résultat établi pour des conditions d'écoulement gravitationnel sous vent ambiant du NE et par la méthode de Levenberg-Marquardt.

Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard de la moyenne.

L'évolution nocturne moyenne des vitesses horizontales  $\bar{u}_0$  à différentes hauteurs ainsi obtenue est présentée à la Figure 8.4. Les écoulements gravitationnels sont mieux développés pour le cas NE, en accord avec les données présentées à la section 7.5. En effet, à 7 m de haut, ils évoluent entre 30 et 34 cm s<sup>-1</sup> pour le cas NE et entre 18 et 26 cm s<sup>-1</sup> pour le cas SO. Les écoulements gravitationnels sont assez constants en cours de nuit pour le secteur NE mais on tendance à faiblir en cours de nuit pour le secteur de vent ambiant SO.

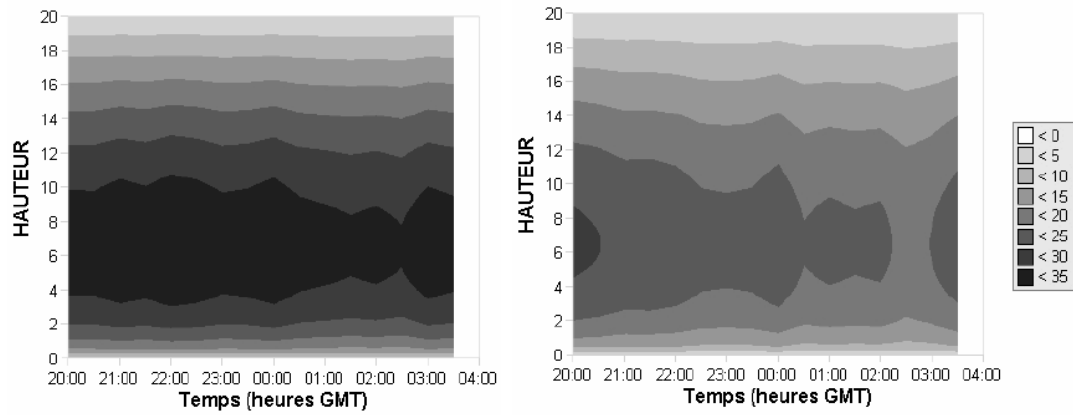


Figure 8.4. Evolution nocturne moyenne des vitesses  $\bar{u}_0$  dans la couche d'écoulement gravitationnel (en  $\text{cm s}^{-1}$ ).

Etablie pour des conditions d'écoulement gravitationnel et pour deux catégories de direction de vent ambiant (NE à gauche et SO à droite).

### 8.1.1.3. Intégration verticale de l'advection horizontale

Le terme d'advection horizontale est calculé en réalisant, chaque demi-heure, l'intégration verticale entre 0 et 20 m du produit des gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>] instantanés par les vitesses de vent. En utilisant l'hypothèse de séparation des dépendances spatiales et temporelles des profils verticaux de vitesse et de [CO<sub>2</sub>] (équations 8.1 et 8.2), l'intégration verticale de l'équation 3.2 donne :

$$\begin{aligned} \frac{1}{V_m} \frac{1}{2L} \int_0^h [\bar{u}_0(\bar{c}_+ - \bar{c}_-)] dz &= \frac{1}{V_m} \frac{1}{2L} \bar{u}_{0ref}(t) \Delta c_{ref}(t) \int_0^h [g(z) f(z)] dz \\ &= \frac{1}{V_m} \frac{1}{2L} \bar{u}_{0ref}(t) \Delta c_{ref}(t) h S_{fg} \end{aligned} \quad (8.3)$$

où  $S_{fg}$  est un facteur de forme du produit des fonctions de profil  $g(z)$  et  $f(z)$ .

Le profil vertical normalisé de transport par advection horizontale qui est le produit des deux fonctions de profil  $f(z)$  et  $g(z)$  est présenté à la Figure 8.5. Le maximum de ce produit, qui correspond à la hauteur à laquelle le transport advectif horizontal est le plus grand, se situe à 2 m de hauteur. Le facteur  $S_{fg}$  est constant et vaut 0,13 pour notre site. L'utilisation de fonctions de profil pour réaliser l'intégration verticale de l'advection horizontale présente un avantage évident : elle pourrait faciliter la comparaison inter site de l'advection horizontale et être utilisée à des fins de modélisation (par exemple dans le modèle développé par [Aubinet et al \(2005\)](#)). Une autre équipe a utilisé une approche similaire. Il s'agit de [Staebler et Fitzjarrald \(2004\)](#). Ils trouvent une fonction de profil du transport très similaire à la nôtre, avec un maximum marqué à la hauteur de 1 m.

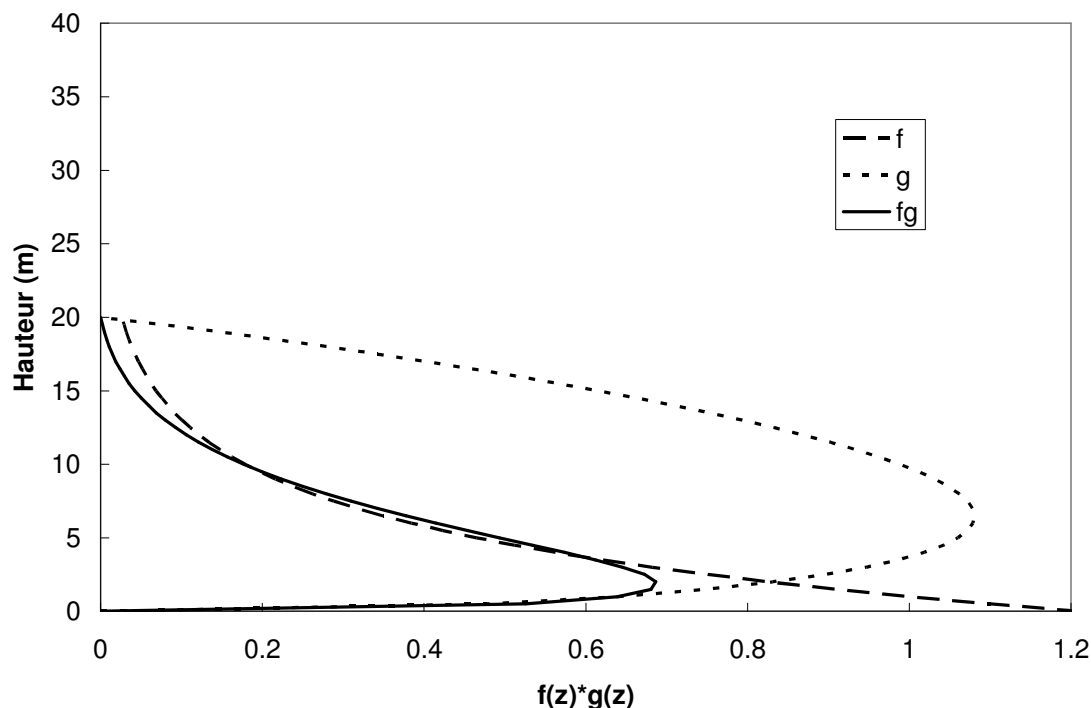


Figure 8.5. Illustration des fonctions de profil  $f(z)$ ,  $g(z)$  et de leur produit  $f(z)g(z)$ .

La sensibilité de  $S_{fg}$ , donc de  $A_h$ , aux choix des fonctions de profil  $f(z)$  et  $g(z)$  a également été testée. Pour la fonction de profil des différences horizontales de [CO<sub>2</sub>],  $S_{fg}$  a été recalculé avec la valeur moyenne de  $k$  à laquelle on a respectivement additionné et soustrait son erreur standard (égale à 0,56 m). L'incertitude liée à la valeur du paramètre  $k$  induit une incertitude relative sur  $S_{fg}$  et donc aussi sur  $A_h$  de 10 %, soit seulement 0,12  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  et 0,02  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  respectivement pour les cas NE et SO. Ceci montre que la dispersion importante des mesures de gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>] n'a pas un trop grand impact sur l'estimation de  $A_h$ .

De même, il est possible de tester la sensibilité de  $S_{fg}$  au choix de la fonction de profil  $g(z)$ . Nous avons ainsi testé le remplacement de la fonction bêta par une double régression linéaire. La première régression, appliquée aux mesures à 0 et 3 m, est utilisée pour la couche 0-3 m et la seconde régression, appliquée aux mesures à 3 m, 10 m et 14 m, est utilisée pour la couche 3-20 m. Ce nouveau choix pour la fonction de profil  $g(z)$  donne une valeur de  $S_{fg}$  de 0,11

c'est-à-dire une réduction de 15 % par rapport à la valeur obtenue avec la fonction bêta. Comme nous l'avons déjà signalé auparavant, une mauvaise représentation du profil vertical du vent horizontal dans la partie supérieure de l'écoulement gravitationnelle a peu d'impact sur  $S_{fg}$  puisque les gradients horizontaux sont quasi-nuls à cette hauteur.

L'évolution nocturne moyenne de l'advection horizontale est présentée à la Figure 8.6a et b, pour les deux catégories de direction de vent ambiant. L'advection horizontale est très différente pour les deux secteurs de vent ambiant, ce qui justifie les échelles verticales différentes pour les graphiques a et b de la Figure 8.6. L'advection horizontale est négative, comprise entre 0 et  $-2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (moyenne =  $-1,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) pour le secteur NE et très faiblement négative pour le secteur SO (moyenne =  $-0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ). Ces valeurs peuvent sembler faibles au vu de la présence de gradients horizontaux d'environ  $-0.07 \mu\text{mol mol m}^{-1}$  à 1 m du sol pour le cas NE mais ces gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>] restent confinés près du sol où la vitesse de vent est relativement faible. Dans l'ensemble du bilan des flux,  $A_h$  ne sera pas négligeable pour le secteur NE puisqu'elle représente 50 % de la somme du flux turbulent et du stockage. Le signe négatif signifie que du CO<sub>2</sub> est apporté dans le volume de contrôle par ce mécanisme.

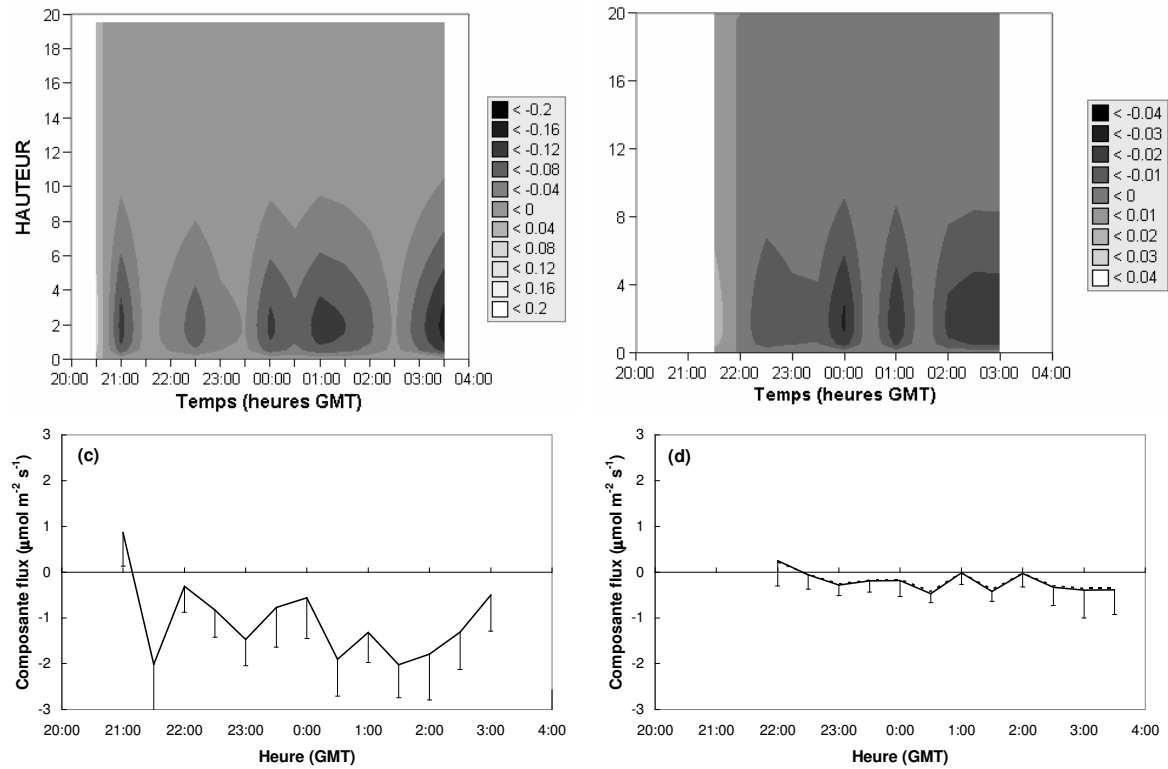


Figure 8.6. Evolution nocturne du terme d'advection horizontale dans la couche d'écoulement gravitationnel. (a et b) profil vertical (en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), (c et d) valeur intégrée. Etablie pour des conditions d'écoulement gravitationnels et pour deux catégories de direction de vent ambiant (NE à gauche et SO à droite). Les barres d'erreur représentent l'erreur standard de la moyenne.

### 8.1.2. Advection verticale

Le calcul de l'advection verticale est réalisé à l'aide de l'équation 3.1 ( $\frac{1}{V_m} \overline{w_h} (\overline{c(h)} - \langle \overline{c} \rangle)$ ).

Cette expression a été obtenue après intégration horizontale et verticale sur le volume de contrôle, moyennant les hypothèses discutées à la section 3.3.3.1 (page 35).

L'évaluation de la vitesse verticale  $\overline{w_h}$  est donnée à la Figure 8.7a et b pour les deux secteurs de vent ambiant. Elle est comprise entre  $-0,05$  et  $-0,10 \text{ m s}^{-1}$  pour le secteur NE et est nulle pour le secteur SO.  $\overline{w_h}$  est donné par l'anémomètre 3D placé au-dessus de la canopée, après application de la PFMS.

Le gradient vertical de [CO<sub>2</sub>] est également présenté à la Figure 8.7a et b. Il est toujours négatif, compris entre  $-5$  et  $-8 \text{ } \mu\text{mol m}^{-1}$  et est très similaire pour les deux secteurs de vent ambiant.

Ceci se traduit par une advection verticale fortement positive, comprise entre  $5$  et  $30 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  pour le secteur NE (Figure 8.7c). Par contre, pour le secteur SO, elle varie autour de  $0$  et est comprise entre  $-5$  et  $+5 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  (Figure 8.7d). Rappelons qu'un signe positif (négatif) pour l'advection verticale signifie que du CO<sub>2</sub> est extrait du (apporté au) volume de contrôle par ce mécanisme. La variabilité de nuit en nuit de ces flux est importante puisque l'erreur standard est en moyenne de  $4,9 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  pour le secteur NE et de  $2,8 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  pour le secteur SO. Cette variabilité provient essentiellement de la vitesse verticale. Nous avons mentionné à maintes reprises la difficulté d'obtenir une estimation fiable de cette variable et il est difficile de distinguer l'importance respective de l'incertitude de mesure et de la variabilité naturelle de cette grandeur. Une grande variabilité de l'advection verticale de nuit en nuit est aussi mentionnée dans toutes les publications proposant une évaluation de ce terme. Ainsi, [Marcolla et al. \(2005\)](#) obtiennent des erreurs standard comprises

entre 1 et 2  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  tandis que les autres études, si elles ne chiffrent pas explicitement cette variabilité, soulignent le grande dispersion des mesures (Baldocchi *et al.*, 2000 ; Feigenwinter *et al.*, 2004 ; Lee, 1998 ; Paw U *et al.*, 2000 ; Staebler et Fitzjarrald, 2004).

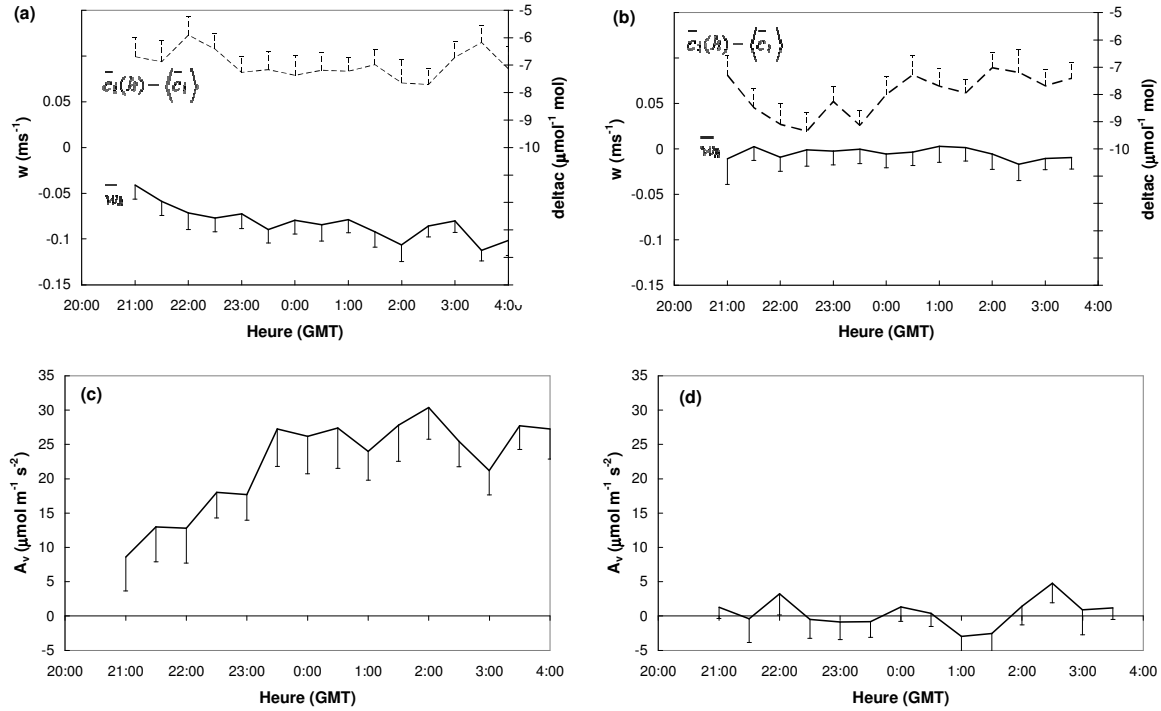


Figure 8.7. a et b : Evolution nocturne de la vitesse verticale au-dessus du couvert

(traits continus) et du profil vertical de [CO<sub>2</sub>]  $\bar{c}_i(h) - \langle \bar{c}_i \rangle$  (traits pointillés)

c et d : Evolution nocturne de l'advection verticale

Etablie pour des conditions d'écoulement gravitationnels et pour deux catégories de direction de vent ambiant (a et c :NE ; b et d : SO).

Les barres d'erreur représentent l'erreur standard de la moyenne

Enfin, remarquons que l'advection verticale présente une évolution temporelle marquée en première moitié de nuit pour le secteur NE. En effet, elle passe de 8,6  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  à 21 h à 27,2  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  à 23 h 30. Cet accroissement est dû principalement à la vitesse verticale. Nous reviendrons sur ce point à la section suivante.



## 8.2. Bilan des flux

A ce stade, nous pouvons proposer une estimation de tous les termes apparaissant dans l'équation de conservation (2.6). Il est alors possible d'évaluer dans quelle mesure la prise en compte de l'advection horizontale et verticale dans le calcul du NEE peut résoudre le problème de sous-estimation des flux nocturnes.

La Figure 8.8 présente l'évolution nocturne des différents termes du bilan moyen pour les deux types d'écoulements gravitationnels. Les figures a, c et e décrivent les périodes de vent ambiant du secteur NE (convergence) tandis que les figures b, d et f décrivent les périodes de vent ambiant du secteur SO (équilibre). Les Figure 8.8a et b, illustrent bien le problème de la sous-estimation des flux nocturnes déjà décrite à la section 6 on voit que le terme  $F$  est positif mais reste inférieur à  $1,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  et donc très inférieur au NEE qui est estimé entre 4 et  $5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (à l'aide de la méthode aérodynamique aux grandes vitesses de friction). Excepté en début de nuits en situations de vents ambiants du NE, l'ajout du terme de stockage, bien que positif et non négligeable, ne suffit pas pour obtenir un flux mesuré proche du NEE. Remarquons aussi que, contrairement au secteur SO, la somme du flux turbulent et du stockage pour le secteur NE présente une évolution temporelle marquée. Il est proche du NEE à 21 h pour ensuite décroître progressivement jusqu'à 1 h. Nous reviendrons rapidement sur ce point.

Dans la situation de convergence verticale (vent ambiant du NE), le bilan des termes advectifs ( $A_v + A_h$ ) est fortement positif. En conséquence, lorsque l'on compare le bilan complet ( $F + S + A_v + A_h$ ) au NEE, le bilan complet donne des valeurs irréalistes par rapport à la respiration supposée de l'écosystème. Dans la situation d'équilibre (vent ambiant du SO), le bilan des termes advectifs ( $A_v + A_h$ ) est très variable et de l'ordre de grandeurs des autres flux. La comparaison du bilan complet donnera des valeurs qui restent en moyenne inférieures au

NEE. En d'autres termes, l'ajout des termes advectifs dans le bilan des flux mesurés transformerait la sous-estimation des flux nocturnes en une surestimation importante pour la situation de convergence tandis qu'il subsisterait une sous-estimation pour la situation d'équilibre. A ce stade, l'inclusion des termes advectifs dans le bilan des flux mesurés a donc pour conséquence l'obtention d'un flux total qui, en plus d'une très grande variabilité temporelle, est peu crédible quand on le compare à la respiration supposée de l'écosystème. Cette constatation vient essentiellement de la valeur très élevée de  $A_v$  pour le secteur NE qui déséquilibre fortement le bilan.

Toutefois,  $A_v$  présente une évolution temporelle complémentaire avec celle de la somme  $F + S$  de la Figure 8.8a. En effet, l'augmentation de la sous-estimation de la respiration réelle en cours de nuit s'accompagne d'une augmentation de l'advection verticale pour ce même secteur. Cette complémentarité de comportement entre  $F + S$  et  $A_v$  pour le secteur NE pourrait suggérer que l'estimation de l'advection verticale serait entachée d'une erreur systématique qui fausse l'estimation de sa valeur absolue mais préserve l'estimation de son évolution temporelle. Ceci n'est pas invraisemblable vu les problèmes expérimentaux affectant la mesure de  $\overline{w_h}$  évoqués plus haut. En suivant ce raisonnement on pourrait alors calculer le facteur par lequel il faudrait diviser  $A_v$ , de manière à ce que les estimations des flux d'advection puissent fermer le bilan de [CO<sub>2</sub>]. En situation de convergence, ce facteur vaudrait 6,4 (Figure 8.9a). Cette valeur sera discutée plus loin dans cette section. Remarquons que même en appliquant un facteur correctif, les mesures d'advection ne permettent pas de fermer le bilan [CO<sub>2</sub>] en situation de SO.

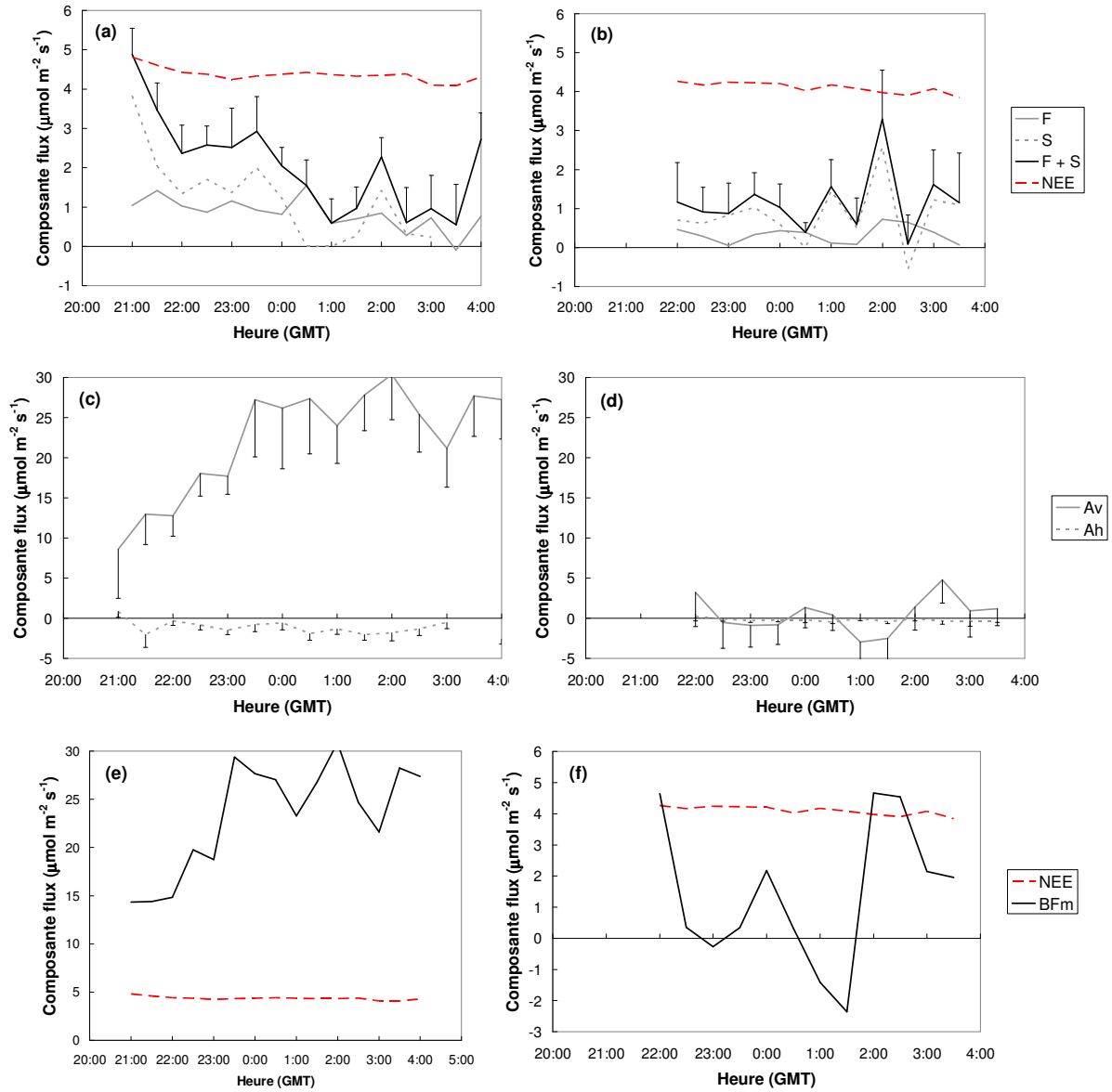


Figure 8.8. Evolution nocturne moyenne des flux de CO<sub>2</sub> en présence d'écoulements gravitationnels.

(a et b) Flux turbulent ( $F$ ), stockage ( $S$ ),  $F + S$  et NEE estimé à partir des mesures aérodynamiques à turbulence élevée.

(c et d) Advection horizontale ( $A_h$ ) et advection verticale ( $A_v$ ).

(e et f) bilan complet  $BF_m$  ( $F + S + A_h + A_v$ ) et NEE

a, c et e : vent ambiant du secteur NE (convergence)

b, d et f : vent ambiant du secteur SO (équilibre)

Les barres d'erreur représentent l'erreur standard de la moyenne.

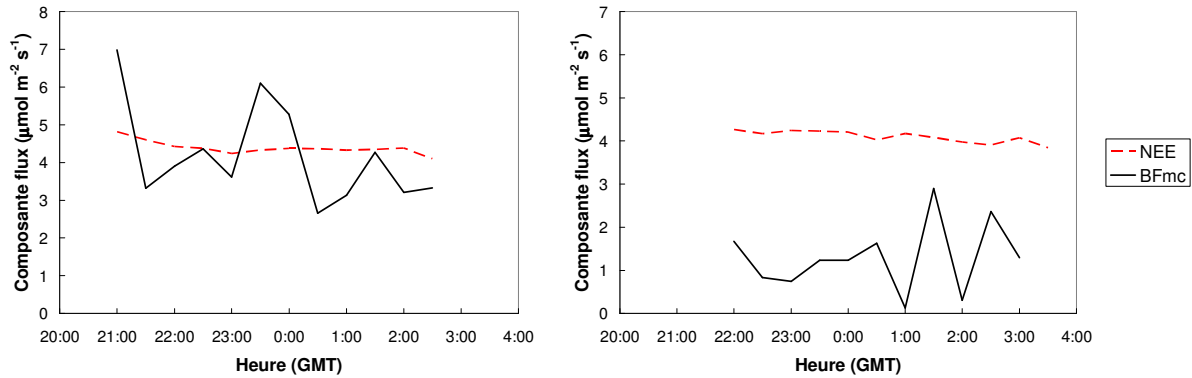


Figure 8.9. Idem que Figure 8.8 sauf

NEE et bilan total des flux mesurés en utilisant un facteur de correction de 6,4 pour l'advection verticale ( $BF_{mc}$ ).

L'erreur systématique affectant l'estimation de  $A_v$  pourrait avoir deux origines. La première a été évoquée à la section 5.2.2.2 (page 85) et concerne la procédure de correction PFMS utilisée pour obtenir la vitesse verticale au sommet du couvert. Une surestimation de la composante verticale réelle par l'anémomètre avait été identifiée et la PFMS corrigeait cette erreur instrumentale. Si cette surestimation augmente avec la vitesse de vent incident comme cela est évoqué dans la littérature, l'offset instrumental pris en compte par la PFMS établie par vent fort, serait alors plus important que celui affectant les données obtenues par vent faible, en conditions stables. Dans ces conditions, il est possible que les valeurs finales de  $\bar{w}$  soient sur-corrigées (biais vers des  $\bar{w}$  trop négatifs).

La deuxième cause d'erreur systématique pourrait provenir du fait que l'hypothèse d'un profil vertical de  $\bar{w}$  linéaire n'est pas remplie. Cette hypothèse avait été utilisée dans l'intégration de l'advection verticale et était jugée raisonnable sur base de considérations théoriques (section 3.3.3.1). L'hypothèse d'un profil vertical de vitesse verticale linéaire a été proposée initialement par [Lee \(1998\)](#). Dans une réponse à cet article, [Finnigan \(1999\)](#) considérait cette hypothèse comme réaliste, sur base de considérations théoriques issues de modèles d'écoulement d'air sans influence de la végétation et en conditions neutres, donc sans influence des écoulements gravitationnels. Peu de vérifications expérimentales sont

présentées dans la littérature en raison de la difficulté de mesurer  $\bar{w}$  dans le couvert d'une forêt. [Marcolla \*et al.\* \(2005\)](#) mesurent un profil vertical de  $\bar{w}$  comportant 5 points et concluent que l'hypothèse de linéarité est assez bien respectée. Toutefois, leur site est très différent de Vielsalm, la forêt étant beaucoup plus ouverte et moins haute. Par ailleurs, la pente étant plus importante et plus longue, la couche dans laquelle l'écoulement gravitationnel s'établit est beaucoup plus épaisse et inclut la totalité du profil. Cette situation n'est donc pas extrapolable à Vielsalm. Dans une forêt plus fermée, [Staebler \(2003\)](#) mesure un profil vertical de 3 points et ne trouve pas de forme bien définie pour le profil de  $\bar{w}$ . Il conclut que l'hypothèse de linéarité ne peut être ni validée ni invalidée par ses mesures. L'hypothèse d'un profil vertical linéaire pour  $\bar{w}$  permet en fait d'obtenir une borne supérieure pour le terme d'advection verticale. Pour les forêts fermées et avec des écoulements sous la canopée découplés des écoulements ambiants, il est probable que cette hypothèse aboutisse à une surestimation importante du terme d'advection verticale.

Ne possédant pas suffisamment d'anémomètres tri dimensionnels, nous n'avons pas pu tester par nous-mêmes cette hypothèse. Par contre, nous avons vu que l'estimation de la vitesse verticale basée sur l'équation de continuité donnait des valeurs 8 fois plus faibles que l'estimation ponctuelle (section 5.2.2.3, page 87). Toutefois cette valeur est estimée au sommet de la couche limite gravitationnelle, c'est-à-dire à environ 20 m de haut. Si l'on considère que cette estimation nous fournit un point intermédiaire du profil vertical, on peut obtenir une valeur alternative de l'advection verticale basée sur un profil vertical non linéaire de  $\bar{w}$  caractérisé par  $\bar{w}_{h/2} = \bar{w}_h / 8$  (Figure 8.10). En postulant une décroissance exponentielle de  $\bar{w}$ , on obtient une estimation de  $A_v$  réduite d'un facteur 4,1.

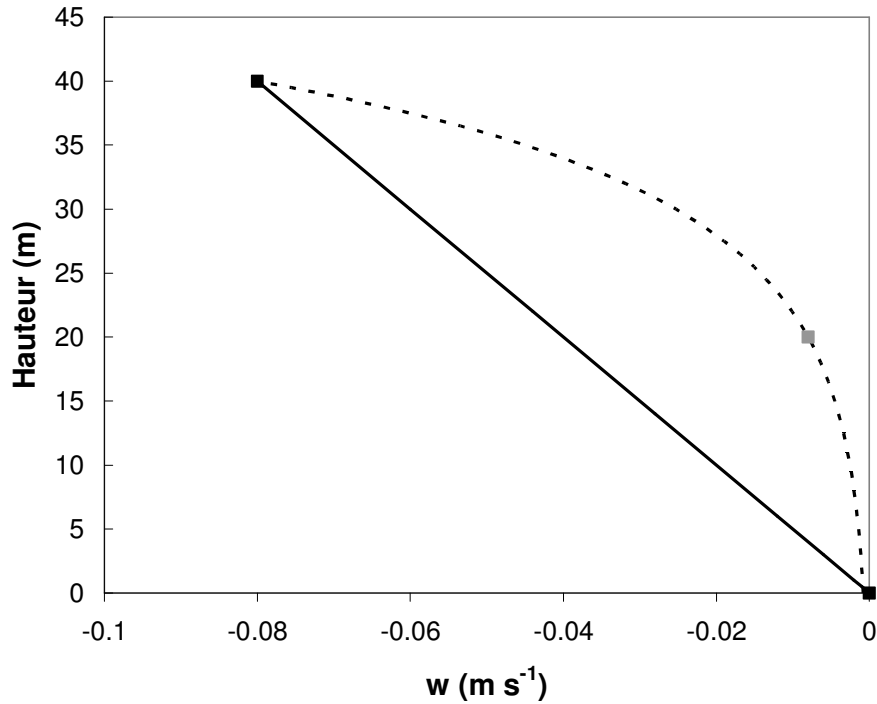


Figure 8.10. Comparaison de fonctions de profil pour le profil vertical moyen de  $\bar{w}$ . Trait plein : profil linéaire, trait pointillé : profil exponentiel interpolé en rajoutant la valeur à mi-hauteur. Illustré pour des conditions d'écoulements gravitationnels avec vent ambiant du NE.

Compte tenu des énormes imprécisions portant sur la démarche suivie, ce facteur est du même ordre de grandeur que le facteur 6,4 obtenu plus haut. Ceci pourrait renforcer l'hypothèse d'une surestimation de l'advection verticale due à une estimation erronée de la forme du profil de  $\bar{w}$ . Remarquons toutefois que cette explication ne permet pas d'expliquer la non fermeture de bilan des flux en situation d'équilibre (Figure 8.9).

Dans un passé récent, plusieurs groupes ont proposé un bilan complet des flux de CO<sub>2</sub> sur des forêts en incluant les termes advectifs. Tous notent une très grande variabilité de ces flux, ce qui nécessite des campagnes de longue durée pour pouvoir observer une tendance moyenne. Le succès rencontré dans l'obtention d'une fermeture du bilan de CO<sub>2</sub> est mitigé. Certains trouvent un degré de fermeture de ce bilan suffisamment raisonnable que pour pouvoir le discuter. [Feigenwinter \*et al.\* \(2004\)](#) trouvent que  $A_v$  et  $A_h$  en période nocturne sont de signes

opposés et qu'ils se compensent (4 et  $-4,5 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ , respectivement). De plus, ils trouvent une advection horizontale non nulle durant la journée ( $2,4 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ ), ce qui réduit la séquestration de 20 %. Une autre campagne menée deux ans plus tard, sur le même site, aboutit à une advection horizontale en période nocturne de  $5 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ , donc de signe opposé à celle de la première campagne (Feigenwinter, comm. personnelle). Staebler et Fitzjarrald (2004) trouvent que l'inclusion de  $A_v$  et  $A_h$  (0 et  $1,7 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ , respectivement) dans le calcul du NEE permet la fermeture du bilan durant les nuits stables (4,4 comparé à un flux biologique estimé à  $4,7 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ ). Cependant, ce résultat n'est valable qu'en été. Durant les autres saisons, les termes advectifs ne permettent pas de corriger la sous-estimation des flux nocturnes. De plus, comme dans l'étude de Feigenwinter, la valeur et même le signe de  $A_h$  varie d'une année à l'autre. Marcolla *et al.* (2005) trouvent que  $A_v$  et  $A_h$  ont le même signe en conditions nocturnes stables (3 et  $1,5 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ , respectivement). Leur ajout dans le bilan conduit donc à accroître le NEE nocturne. Cependant, leur site présente une hétérogénéité de couvert très importante et donc les résultats diffèrent très fort selon le volume de contrôle choisi pour calculer les termes advectifs.

D'autres équipes trouvent un bilan très déséquilibré, dû comme dans notre cas à une advection verticale très importante. Ainsi, Leuning (2006) conclut que  $A_v$  (10 à  $20 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ ) domine complètement son bilan nocturne ( $14 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ ), le rendant totalement irréaliste par rapport à des mesures indépendantes de respiration à l'aide de chambres ( $5 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ ).

Mentionnons enfin l'expérience ADVEX (sur laquelle nous reviendrons dans notre conclusion) à laquelle nous avons participé et qui a mesuré les termes advectifs sur trois sites très typés du point de vue de la topographie. Il s'agit du site de Renon (Dolomites, Italie) sur une forte pente, du site de Wetzstein (Thuringie, Allemagne) au sommet d'une colline et du

site de Norunda (Suède) qui est parfaitement plat. Le même dispositif expérimental a été utilisé sur les trois sites, facilitant la comparaison des résultats. L'essentiel du dispositif consistait en 4 tours temporaires de la hauteur de la forêt disposées en carré autour d'une tour de mesure de flux permanente (le tout couvrant une surface d'environ un hectare). Chaque tour était équipée notamment de 4 anémomètres soniques tridimensionnels et de 4 prises de [CO<sub>2</sub>] auxquels s'ajoutaient deux transects horizontaux de [CO<sub>2</sub>]. L'analyse de ces campagnes est en cours et un bilan complet des flux n'est pas encore disponible. Cependant, des résultats préliminaires donnent une advection verticale en périodes nocturnes d'environ  $3 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$  à Renon en accord avec l'étude de [Marcolla \*et al.\* \(2005\)](#) sur le même site) et nulle à Wetzstein ainsi qu'à Norunda et une advection horizontale en périodes nocturnes comprise entre  $5 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$  et  $10 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$  à Renon, entre  $2 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$  et  $5 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$  à Wetzstein et aux environs de  $-10 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$  à Norunda ([Feigenwinter \*et al.\*, submitted](#)). Ces résultats doivent encore être mis en perspective et pourraient par exemple être analysés à l'aide du modèle présenté à la section 7.6.4.

Cette revue de littérature montre que l'état de la recherche sur l'évaluation quantitative directe des termes de transport advectif ne permet pas (encore) d'utiliser la mesure de ces flux comme alternative à la correction  $u_*$ .



## 9. Résumé, conclusions et perspectives

Cette étude est partie du constat que les estimations de la respiration des écosystèmes (et, en particulier du site forestier de Vielsalm) à partir des mesures du flux turbulent et du stockage de CO<sub>2</sub> présentent une erreur systématique. Celle-ci est notamment mise en évidence par la forte dépendance du flux mesuré (normalisé par la température) avec l'intensité de la turbulence. On voit en effet qu'en période de faible turbulence atmosphérique, le flux mesuré est quasi nul alors qu'il n'existe aucune raison pour que le flux biologique soit plus faible pendant ces périodes. Cette erreur a un impact important lorsqu'on désire estimer la séquestration annuelle de carbone par les écosystèmes.

Classiquement, une correction empirique (appelée correction  $u_*$ ) est utilisée pour corriger cet effet. L'impact de cette correction à Vielsalm fait passer la séquestration annuelle moyenne de l'écosystème de 680 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> à 545 g C m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>, soit une réduction du puits de l'ordre de 20 %. Toutefois, l'importance de cette correction varie significativement d'un site à l'autre. Au cours de ce processus de correction, la moitié des données nocturnes est éliminée et remplacée par des données modélisées. L'inconvénient de cette correction est qu'elle est empirique et n'est pas basée sur une description des mécanismes qui sont à l'oeuvre la nuit dans l'air de la canopée. Pour ces raisons, la correction  $u_*$  reste peu satisfaisante.

Une approche alternative consiste à décrire le(s) mécanisme(s) par lesquels le CO<sub>2</sub> respiré par l'écosystème peut être évacué vers l'atmosphère sans être pris en compte par les mesures ponctuelles de flux turbulent au sommet de la tour. En particulier, les processus d'advection jouent un rôle déterminant dans ce transport. Ces processus ont été très longtemps ignorés, et ce pour trois raisons. D'abord, un système standard de mesure de flux est unidimensionnel (ne comportant qu'une tour) et ne permet pas de mesurer le terme d'advection horizontale qui

nécessite une estimation des gradients horizontaux de  $[\text{CO}_2]$ . Ensuite, les grandeurs dont dépend l'advection sont très faibles, approchant les limites de justesse des appareils et rendant cette mesure très délicate. Enfin, les premières mesures de NEE par covariance de turbulence ont été effectuées sur des sites idéaux (plats, homogènes du point de vue de la végétation et de la rugosité) et pendant des périodes courtes avec pour but l'étude de la réponse fonctionnelle des écosystèmes vis-à-vis des variables. Dans ce contexte, les données présentant des problèmes méthodologiques pouvaient être systématiquement écartées sans affecter les résultats.

Dans ce travail, notre étude a porté sur l'analyse des processus de transport nocturnes à l'œuvre sur le site forestier de Vielsalm et, plus particulièrement, sur les processus d'advection. Nous avons montré que les périodes nocturnes de stabilité atmosphérique, donc de sous-estimation des flux, coïncidaient avec l'apparition d'écoulements gravitationnels dans l'espace des troncs. L'air près du sol s'écoule alors dans la direction de la pente, qui, bien que relativement faible (3 %), est bien définie à Vielsalm, la topographie étant monoclinale. Le transport advectif net de  $\text{CO}_2$  par ces écoulements moyens est donc identifié comme la cause principale de la sous-estimation des flux de nuit. Pour prouver cette hypothèse par des mesures directes, un dispositif spécifique a été déployé sur le site, en complément de l'équipement traditionnel permettant l'estimation des flux turbulents par la technique de covariance de turbulence. Ce dispositif était constitué d'un réseau d'anémomètres soniques bi et tridimensionnels ainsi qu'un système de multiplexage de mesure de concentration de  $\text{CO}_2$ , ceci afin de permettre la mesure des variables nécessaires à l'estimation des termes advectifs c'est-à-dire les composantes de la vitesse du vent et les concentrations de  $\text{CO}_2$  dans la forêt. Deux campagnes, d'une durée respective de 107 et 26 jours ont été réalisées en période de végétation.

Cette base de données nous a permis de répondre à notre **premier objectif** qui était de comparer différentes méthodologies de mesure de l'advection, d'identifier les incertitudes affectant ces méthodes et de proposer une série de recommandations méthodologiques. Il est apparu que les estimations les plus délicates étaient celles des gradients horizontaux de CO<sub>2</sub> et surtout celle de la composante verticale de la vitesse du vent. Il était donc crucial d'évaluer notre capacité à réaliser ces mesures. C'est pourquoi nous avons aussi mené des campagnes et des analyses spécifiques pour évaluer les incertitudes associées aux deux mesures citées.

Pour l'estimation des gradients horizontaux de CO<sub>2</sub>, les erreurs systématiques ont été évitées en utilisant le même analyseur pour toutes les mesures de concentration et en réalisant soigneusement le tubage. Pour limiter les erreurs aléatoires dues à l'échantillonnage, une stratégie d'échantillonnage optimale des concentrations a été définie. Elle permet de concilier les exigences d'un grand nombre de point de mesure, assurant ainsi une bonne représentativité spatiale, et une grande fréquence d'échantillonnage entre ces points qui permet d'assurer une bonne représentativité temporelle de la mesure. Avec cette stratégie d'échantillonnage, l'incertitude due à l'échantillonnage temporel a été évaluée à 1,3 µmol mol<sup>-1</sup>. Ce bruit reste important mais de longues campagnes de mesures et l'étude de comportements moyens ont permis de réduire son impact.

Cette réflexion méthodologique a déjà été exploitée dans des projets de recherche ultérieurs non décrits dans ce travail. En effet c'est notre Unité qui a mis au point le dispositif d'échantillonnage des concentrations de CO<sub>2</sub> utilisé dans le cadre des expériences européennes ADVEX 2005 et ADVEX 2006. Ces expériences, développées dans le cadre du projet européen Carboeurope IP, étaient menées par six équipes européennes et coordonnées par l'Unité de Physique des Biosystèmes. Elles ont consisté à installer en trois sites différents (Renon, Alpes Italiennes ; Wetzstein, Thuringe ; Norunda, Suède) caractérisés par des topographies différentes, un dispositif tridimensionnel de mesure de l'advection. Le dispositif

utilisé dans le cadre de ce projet mettait en jeu trois analyseurs de gaz mesurant cinq profils verticaux et deux transects horizontaux de mesure. La stratégie d'échantillonnage et la méthodologie de la mesure de ces concentrations ont été notamment établies sur base des résultats de ce travail.

Le problème de la représentativité spatiale de la mesure des gradients horizontaux de CO<sub>2</sub> a également été abordé. En effet, si ce gradient était fortement hétérogène, son évaluation à l'aide d'un dispositif échantillonnant sur une longueur inférieure à 100 m et une hauteur inférieure à 6 m aurait pu être remise en question. L'utilisation de 6 points de mesure dans la direction de la pente et de deux transects (non simultanés) séparés latéralement de 50 m a montré l'homogénéité du gradient horizontal sur une surface d'un demi hectare en conditions d'écoulements gravitationnels. Ceci prouve qu'en dépit des difficultés techniques venant de l'échantillonnage il a été possible de recueillir des mesures cohérentes et répétables des gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>] à Vielsalm. Cela montre de plus l'impact limité de sources très locales sur notre site. Pour l'extension verticale, nous avons trouvé une décroissance rapide des gradients horizontaux avec la hauteur, nous permettant de penser que ceux-ci sont nuls plus haut dans la canopée. Il faut toutefois remarquer que ces résultats dépendent de la topographie et de la couverture végétale du site et sont donc spécifiques au site étudié. Ils ne pourraient donc être extrapolés immédiatement à d'autres sites.

Les méthodes utilisées pour calculer la composante verticale de la vitesse du vent ( $\bar{w}$ ) ont été évaluées. Une importante déformation systématique de l'écoulement par l'anémomètre lui-même a été identifiée. L'application d'une correction générique proposée dans la littérature a été testée mais ne semble pas suffisamment fiable pour supprimer cet effet. L'utilisation de la 'Planar Fit Method' par secteurs (PFMS) s'est avérée la plus appropriée pour résoudre ce problème ainsi que pour corriger les effets d'un mauvais alignement de l'anémomètre par rapport aux lignes d'écoulement et d'irrégularités dans la topographie du site et du sommet de

la canopée. La conjonction de l'existence de cette déformation systématique de l'écoulement par l'anémomètre, qui pourrait dépendre de la vitesse du vent et de l'application de la PFMS a été identifiée comme pouvant introduire un biais systématique sur les valeurs finales de  $\bar{w}$ . Une comparaison d'anémomètres soniques placés côte à côte au-dessus de la canopée donne une incertitude sur  $\bar{w}$  de  $0,042 \text{ m s}^{-1}$ , du même ordre de grandeur que la vitesse elle-même. Une telle erreur rend toute estimation « instantanée » (en réalité, en moyenne sur une demi heure) de la vitesse verticale très incertaine. Toutefois, comme cette erreur est aléatoire, son impact diminue avec le nombre de mesure effectuée ce qui rend possible l'analyse de comportements moyens de la vitesse verticale, analyse qui a été développée dans ce travail.

Beaucoup plus critiques sont les questions de la représentativité spatiale de  $\bar{w}$  et son évolution verticale. Il n'a pas été possible de réaliser un profil vertical de  $\bar{w}$ . En effet, la présence de nombreux obstacles (troncs, branches, feuilles) rend l'application de la PFMS impossible dans le couvert végétal. A défaut d'une meilleure hypothèse, l'essentiel de notre analyse a donc été réalisée en supposant que  $\bar{w}$  croissait linéairement avec l'altitude, ainsi qu'il est généralement admis dans la littérature. Toutefois, un certain nombre de résultats (comparaison avec les mesures de divergence du vent horizontal dans l'espace des troncs, ordre de grandeur final de l'advection verticale) laissent entendre que cette hypothèse n'est pas réaliste et suggère que, non seulement  $\bar{w}$  mais aussi son gradient vertical croissent avec la hauteur. La forme du profil vertical de  $\bar{w}$  constitue probablement l'inconnue la plus critique pour l'estimation de l'advection verticale à Vielsalm. Elle dépend probablement de la répartition verticale de la source froide dans la canopée ainsi que de la répartition des obstacles. Elle varie donc très probablement de site à site, l'hypothèse d'un profil vertical linéaire étant peut être acceptable dans un écosystème plus ouvert. Notons également que le problème de la mesure du profil vertical de  $\bar{w}$  n'est peut être pas aussi critique dans les sites ouverts.

Une estimation alternative de  $\bar{\omega}$  basée sur la mesure de la divergence de la vitesse horizontale et l'application de l'équation de continuité a également été testée. La corrélation entre cette estimation et celle obtenue par la PFMS est encourageante, compte tenu de la grande imprécision des deux mesures comparées. C'est notamment sur cette estimation que nous nous basons pour mettre en doute l'hypothèse d'un profil vertical de la vitesse. A l'issue de cette comparaison, il apparaît qu'aucune des deux méthodes testées ne donne une estimation vraiment satisfaisante de  $\bar{\omega}$  mais que leur combinaison pourrait constituer un compromis raisonnable. La méthode basée sur l'équation de continuité n'est toutefois applicable que dans des sites monoclinaux caractérisés par une couverture végétale relativement homogène.

Notre **deuxième objectif** était de mieux décrire et comprendre les mécanismes générant l'advection dans un site forestier, en prenant le site de Vielsalm comme exemple. Pour notre site, le mécanisme identifié comme pouvant générer de l'advection est l'apparition d'écoulements gravitationnels. Nous avons donc d'abord décrit en détail ces écoulements, la façon dont ils sont créés, leur fréquence, leur évolution en cours de nuit, leur extension spatiale. La détection des écoulements gravitationnels a été facilitée par le fait que la pente est alignée dans une direction perpendiculaire aux écoulements synoptiques dominants. L'analyse des directions de vents dans et au-dessus du couvert a donc permis de détecter un découplage entre l'écoulement de surface, aligné sur la pente, et l'écoulement synoptique. Ce découplage se produit fréquemment la nuit puisque 85 % des nuits présentaient un découplage pendant au moins une partie de la nuit. L'apparition d'un écoulement gravitationnel était liée essentiellement au rayonnement net, un ciel dégagé entraînant un refroidissement des surfaces et donc une action accrue des forces de flottabilité. Aucune évolution temporelle systématique en cours de nuit n'a pu être mise en évidence. Les écoulements gravitationnels se développent dans l'espace des troncs, sur une couche d'épaisseur moyenne de 15 à 20 m, les vitesses moyennes de l'écoulement étant de l'ordre de 20 à 40 cm s<sup>-1</sup>.

Ensuite, une analyse plus fine a permis de comprendre comment du  $\text{CO}_2$  pouvait être advecté latéralement et verticalement par les écoulements gravitationnels. En effet, nous avons montré qu'en présence de vents ambiants du Nord-Est, une vitesse verticale négative était observée au dessus de la canopée, traduisant l'existence d'un flux d'air vers le sol (situation de convergence verticale). Par continuité, celui-ci venait renforcer le flux horizontal sous la canopée ce qui expliquait à la fois un écoulement gravitationnel plus important et l'existence d'une divergence de vitesse plus importante sous ces conditions. De plus, l'air provenant du dessus de la canopée était plus pauvre en  $\text{CO}_2$  que l'air circulant dans la couche d'écoulement gravitationnel et son apport conduisait à diluer le  $\text{CO}_2$ . L'effet d'appauvrissement de l'air en  $\text{CO}_2$  suite à la dilution était visiblement plus important que celui d'enrichissement dû à la source ce qui contribuait à créer un gradient horizontal négatif de  $[\text{CO}_2]$ . Par contre, en présence de vents ambiants du Sud-Ouest, ce mouvement vertical vers le sol n'existait pas (situation d'équilibre), ce qui se traduisait non seulement par une divergence de vitesse quasi nulle mais aussi par un écoulement gravitationnel nettement moins important. Enfin, on n'observait pas de diminution de la  $[\text{CO}_2]$  le long de l'écoulement dans ces conditions, confirmant bien que le processus de dilution n'apparaissait qu'en présence d'un écoulement vertical. La cohérence entre les mesures de profils horizontaux de  $[\text{CO}_2]$ , de vitesse verticale au sommet du couvert et de vitesse horizontale dans l'espace des troncs est d'autant plus remarquable que ces trois variables étaient obtenues par des mesures totalement indépendantes. Elle montre que, malgré l'imprécision affectant chacune des mesures et la difficulté de quantifier précisément aussi bien la composante verticale de la vitesse que les gradients horizontaux de vitesse et de  $[\text{CO}_2]$ , ces grandeurs dessinent un schéma cohérent, suggérant qu'elles rendent compte d'un phénomène bien réel et répétable.

Les phénomènes analysés ici sont, une fois de plus, en partie spécifiques au site étudié : si la présence d'écoulements gravitationnels est observée dans la plupart des sites en pente, même lorsque cette pente est faible, la différence de comportement entre les régimes de vent du SO et du NE est elle liée soit aux hétérogénéités de couverture végétale soit à des mouvements de méso échelle et n'est donc pas reproductible sur les autres sites. L'intérêt du travail était ici, outre de mettre en évidence un mécanisme cohérent, de montrer que plusieurs processus différents peuvent apparaître en conditions stables et que le facteur de stabilité seul ne suffit pas à discriminer les différents événements pouvant survenir sur le site.

Finalement, nous avons évalué la faisabilité de l'approche corrective de la sous-estimation des flux de nuit consistant à quantifier les densités de flux de  $\text{CO}_2$  liés aux processus advectifs et les rajouter aux flux turbulents et de stockage pour obtenir la respiration de l'écosystème. Ceci constituait notre **troisième objectif**. Dans ce but, les termes d'advection verticale et horizontale ont été intégrés horizontalement et verticalement à l'aide de fonctions de profils moyennes. Les choix réalisés lors de la procédure d'intégration sont spécifiques au site et à notre dispositif de mesure. L'advection horizontale en condition d'écoulement gravitationnel est négative et comprise entre 0 et  $-1,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en situation de convergence tandis qu'elle est pratiquement nulle en situation d'équilibre. L'advection verticale en condition d'écoulement gravitationnel est fortement positive, comprise entre 5 et  $30 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour la situation de convergence et est comprise entre  $-5$  et  $5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour la situation d'équilibre. La variabilité temporelle des deux termes est importante. Nous avons montré à l'aide d'une analyse de sensibilité que l'estimation de l'advection horizontale dépend assez peu des choix réalisés pour l'intégration tandis que l'estimation de l'advection verticale dépend fortement du profil vertical choisi pour la vitesse verticale. Il est difficile dans l'état actuel d'établir la forme précise de ce profil à l'aide de mesures. L'estimation la plus raisonnable que nous pouvons proposer, en utilisant les mesures de divergence de vitesse



horizontale dans l'espace des troncs, aboutit à une advection verticale quatre fois moins importante que si le profil vertical de vitesse verticale est considéré comme linéaire, hypothèse souvent utilisée dans la littérature. Ce résultat donne un meilleur accord avec l'approche qui consiste à considérer l'advection verticale comme le terme résiduel dans le bilan complet des flux, qui permettrait d'obtenir une NEE biologiquement réaliste.

A l'issue de ce travail, nous sommes plus en mesure d'évaluer les avantages et les inconvénients des approches correctives et de filtrage utilisées pour résoudre les problèmes de la sous-estimation des flux nocturnes. L'approche corrective est *a priori* la plus séduisante parce qu'elle est basée sur une analyse physique des processus. Cependant, outre le fait qu'elle exige une instrumentation très lourde ce qui la rend impraticable sur la majorité des sites, elle aboutit dans l'état actuel à des estimations d'advection très incertaines qui ne permettent pas d'améliorer sensiblement le bilan nocturne des flux de CO<sub>2</sub>. Sur notre site, l'incertitude semble essentiellement provenir du profil vertical de  $\bar{w}$ . Sur d'autres sites, il peut aussi apparaître une incertitude importante liée aux gradients horizontaux de [CO<sub>2</sub>]. En pratique aucune équipe n'a jamais utilisé cette approche pour corriger en ligne les estimations de NEE sur leur site.

Dans ces conditions, l'approche de filtrage reste la méthode la plus pertinente pour effectuer les corrections. Toutefois les recherches futures devraient permettre d'affiner le critère de discrimination. Le critère actuellement utilisé est la vitesse de friction mais la valeur critique de  $u_*$  à prendre en compte varie de site à site et, de plus, le choix de ce critère s'avère ne pas être pertinent en toutes situations. Si les expériences extensives de mesure d'advection ne permettent pas d'estimer avec précision les termes manquants de l'équation de bilan de CO<sub>2</sub>, elles permettent de mieux comprendre les processus à l'œuvre et, par là de déterminer le(s) meilleur(s) critère(s) de tri à utiliser en un site en fonction de ses caractéristiques physiques et de l'écoulement qui s'y réalise de manière à réaliser un tri plus efficace et moins aveugle.

En parallèle avec le travail présenté ici, nous avons participé à d'autres expériences de mesure directe de l'advection. Outre la campagne exploratoire de 1999 à Vielsalm et les deux campagnes de 2002 et 2003 présentées dans cette thèse, d'autres campagnes ont été menées à Hesse (France) en 2003 et à Bily Kriz (Tchéquie) en 2004 avec un dispositif comparable à celui décrit dans notre travail. Ces mesures ont été utilisées par [Aubinet et al. \(2005\)](#) dans un premier exercice de comparaison inter-site du stockage et de l'advection. Cependant, la nécessité d'étudier des sites soumis à des mouvements d'air tri dimensionnels impose un dispositif de mesure plus complet. Les exigences techniques d'une telle expérience nous ont poussé à développer une collaboration avec cinq autres équipes européennes dont les trois ayant déjà réalisé des campagnes de mesure d'advection. Le projet ADVEX (pour 'Advection Experiment') né de cette collaboration a permis la réalisation des trois nouvelles campagnes de mesure citées plus haut. Les caractéristiques de ces campagnes étaient qu'elles étaient sans doute les campagnes les mieux instrumentées jamais effectuées dans ce but (cinq profils verticaux de vitesse, de température et de concentrations de CO<sub>2</sub>, deux profils horizontaux de concentrations de CO<sub>2</sub>, deux à trois systèmes de covariance de turbulence) et que le même dispositif expérimental a été utilisé sur les trois sites, facilitant la comparaison des résultats. La base de données qui a été constituée lors de ces expériences commence à être analysée et nous ne doutons pas que son analyse permettra de progresser à la fois dans la compréhension des phénomènes se réalisant en conditions nocturnes et dans l'amélioration du choix des critères de tri.

## 10. Bibliographie

- Acevedo, O. C., Moraes, O. L. L., Degrazia, G. A. and Medeiros, L. E.: 2006, 'Intermittency and the exchange of scalars in the nocturnal surface layer', *Boundary-Layer Meteorology*. **119**, 41-55
- Anthoni, P. M., Freibauer, A., Kolle, O. and Schultze, E. D.: 2003, 'Winter wheat carbon exchange in Thuringia, Germany', *Agricultural and Forest Meteorology*. **121**, 55-67
- Arya, S. P.: 1988, '*Introduction to micrometeorology*', Academic Press Inc., San Diego, 307p
- Aubinet, M.: submitted, 'Eddy-covariance CO<sub>2</sub> flux measurements in nocturnal conditions: an analysis of the problem', *Ecological Applications*.
- Aubinet, M.: 2006, 'Lecture on theory', *Summer School on eddy covariance flux measurements*, Namur, Belgique,
- Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Cescatti, A., Feigenwinter, C., Granier, A., Grunwald, T., Havrankova, K., Heinesch, B., Longdoz, B., Marcolla, B., Montagnani, L. and Sedlak, P.: 2005, 'Comparing CO<sub>2</sub> storage and advection conditions at night at different CARBOEUROFLUX sites', *Boundary-Layer Meteorology*. **116**, 63-94
- Aubinet, M., Chermanne, B., Vandenhaute, M., Longdoz, B., Yernaux, M. and Laitat, E.: 2001, 'Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes', *Agricultural and Forest Meteorology*. **108**, 293-315
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A. S., Martin, P. H., Berbigier, P., Bernhofer, C., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R. and Vesala, T.: 2000, 'Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology', *Adv. Ecol. Research*. **30**, 113-175
- Aubinet, M., Heinesch, B. and Longdoz, B.: 2002, 'Estimation of the carbon sequestration by a heterogeneous forest : night flux corrections, heterogeneity of the site and inter-annual variability', *Global Change Biology*. **8**, 1053-1071
- Aubinet, M., Heinesch, B. and Yernaux, M.: 2003, 'Horizontal and vertical CO<sub>2</sub> advection in a sloping forest', *Boundary-Layer Meteorology*. **108**, 397-417
- Baldocchi, D. D.: 2003, 'Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future', *Global Change Biology*. **9**, 479-492
- Baldocchi, D. D., Finnigan, J., Wilson, K., Paw U, K. T. and Falge, E.: 2000, 'On measuring net ecosystem carbon exchange over tall vegetation on complex terrain', *Boundary-Layer Meteorology*. **96**, 257-291
- Baldocchi, D. D. and Meyers, T. P.: 1988, 'Turbulence Structure in a Deciduous Forest', *Boundary Layer Meteorol.* **43**, 345-364
- Baldocchi, D. D., Valentini, R., Oechel, W. and Dahlman, R.: 1996a, 'Strategies for Measuring and Modelling Carbon Dioxide and Water Vapour Fluxes over Terrestrial Ecosystems', *Global Change Biology*. **2** (3), 159-168

- Baldocchi, D. D., Valentini, R., Running, S. W., Oechel, W. and Dahlman, R.: 1996b, 'Strategies for measuring and modelling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystems', *Global Change Biology*. **2**, 159-168
- Barford, C. C., Wofsy, S. C., Goulden, M. L., Munger, J. W., Pyle, E. H., Urbanski, S. P., Huttyra, L., Saleska, S. R., Fitzjarrald, D. and Moore, K.: 2001, 'Factors controlling long- and short-term sequestration of atmospheric CO<sub>2</sub> in a mid-latitude forest', *Science*. **294**, 1688-1691
- Black, A., Chen, W., Barr, A., Arain, M., Chen, Z., Nesic, Z., Hogg, E., Neumann, H. H. and Yang, P.: 2000, 'Increased carbon sequestration by a boreal deciduous forest in years with a warm spring', *Geophysical Research Letters*. **27**, 1271-1274
- Black, T. A., den Hartog, G., Neumann, H. H., Blanken, P. D., Yang, P. C., Russell, C., Nesic, Z., Lee, X., Chen, S., Staebler, R. and Novak, M. D.: 1996, 'Annual Cycles of Water Vapour and Carbon Dioxide Fluxes in and Above a Boreal Aspen Forest', *Global Change Biology*. **2**(3), 219-229
- Bowling, D. R., Pataki, D. E. and Ehleringer, J. R.: 2003, 'Critical evaluation of micrometeorological methods for measuring ecosystem-atmosphere isotopic exchange of CO<sub>2</sub>', *Agricultural and Forest Meteorology*. **116**, 159-179
- Brunet, Y., Itier, B., McAneney, J. and Lagouarde, J. P.: 1994, 'Downwind Evolution of Scalar Fluxes and Surface-Resistance under Conditions of Local Advection .2. Measurements over Barley', *Agricultural and Forest Meteorology*. **71**, 227-245
- Carrara, A., Kowalski, A., Neiryneck, J., Janssens, I., Curiel Yuste, J. and Ceulemans, R.: 2003, 'Net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange of mixed forest in Belgium over 5 years', *Agricultural and Forest Meteorology*. **119**, 209-227
- Ciais, P., Reichstein, M., Viovy, N., Granier, A., Ogée, J., Allard, V., Aubinet, M., Buchmann, N., Bernhofer, C., Carrara, A., Chevallier, F., De Noblet, N., Friend, A., Friedlingstein, P., Grunwald, T., Heinesch, B., Keronen, P., Knohl, A., Krinner, G., Lousteau, D., Manca, G., Matteucci, G., Miglietta, F., Ourcival, J. M., Papale, D., Pilegaard, K., Rambal, S., Seufert, G., Soussana, J. F., Sanz, M. J., Schultze, E. D., Vesala, T. and Valentini, R.: 2005, 'Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003', *Nature*. **437**, 529-533
- Ciais, P., Tans, P. P., Trolier, M., White, J. W. C. and Francey, R. J.: 1995, 'A Large Northern-Hemisphere Terrestrial Co<sub>2</sub> Sink Indicated by the C-13/C-12 Ratio of Atmospheric Co<sub>2</sub>', *Science*. **269**, 1098-1102
- Cook, B., Davis, K. J., Wang, W., Desai, A., Berger, B., Teclaw, R., Martin, J., Bolstad, P., Bakwin, P., Yi, C. and Heilman, W.: 2004, 'Carbon exchange and venting anomalies in an upland deciduous forest in northern Wisconsin, USA', *Agricultural and Forest Meteorology*. **126**, 271-295
- Coppin, P. A. and Taylor, K. J.: 1983, 'A Three-Component Sonic Anemometer/Thermometer System for General Micrometeorological Research', *Boundary Layer Meteorol.* **27**, 27-42
- Coulter, R. L. and Doran, J. C.: 2002, 'Spatial and temporal occurrences of intermittent turbulence during CASES-99', *Boundary-Layer Meteorology*. **105**, 329-349
- Curtis, D., Hanson, P. J., Bolstad, P., Barford, C., Randolph, J. C., Schmidt, H. P., Wilson, K. B.: 2002, 'Biometric and eddy covariance based estimates of annual carbon storage in five eastern North American deciduous forests.' *Agricultural and Forest Meteorology*. **113**, 3-19

- De oliveira, A. P. and Fitzjarrald, D. R.: 1993, 'The Amazon River Breeze and the Local Boundary-Layer .1. Observations', *Boundary-Layer Meteorology*. **63**, 141-162
- Dixon, R. K.: 1994, 'Carbon Pools and Flux of Global Forest Ecosystems (Vol 263, Pg 185, 1994)', *Science*. **265**, 171-171
- Dixon, R. K., Brown, S., Houghton, R. A., Solomon, A. M., Trexler, M. C. and Wisniewski, J.: 1994, 'Carbon Pools and Flux of Global Forest Ecosystems', *Science*. **263**, 185-190
- Doran, J. C.: 2004, 'Characteristics of intermittent turbulent temperature fluxes in stable conditions', *Boundary-Layer Meteorology*. **112**, 241-255
- Drobinski, P., Dabas, A. M., Haeberli, C. and Flamant, P. H.: 2003, 'Statistical characterization of the flow structure in the Rhine valley', *Boundary-Layer Meteorology*. **106**, 483-505
- Edwards, G. C., Neumann, H. H., Denhartog, G., Thurtell, G. W. and Kidd, G.: 1994, 'Eddy-Correlation Measurements of Methane Fluxes Using a Tunable Diode-Laser at the Kinosheo Lake Tower Site During the Northern Wetlands Study (Nowes)', *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. **99**, 1511-1517
- Eliasson, I., Thorsson, S. and Andersson-Skold, Y.: 2003, 'Summer nocturnal ozone maxima in Goteborg, Sweden', *Atmospheric Environment*. **37**, 2615-2627
- Eugster, W. and Senn, W.: 1995, 'A cospectral correction model for measurement of turbulent NO<sub>2</sub> flux', *Boundary Layer Meteorol.* **74**, p 321-340
- Falge, E., Baldocchi, D., Tenhunen, J. and al., e.: 2002, 'Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements', *Agricultural and Forest Meteorology*. **113**, p 53-74
- Falge, E., Baldocchi, D. D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grunwald, T., Hollinger, D., Jensen, N. O., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A., Ta Lai, C., Beverley, E. L., Meyers, T., Moncrieff, J., Moors, E., Munger, J. W., Pilegaard, K., Rannik, U., Rebmann, C., A., S., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K. and Wofsy, S.: 2001, 'Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange', *Agricultural and Forest Meteorology*. **107**, 43-69
- Feigenwinter, C., Bernhofer, C., Eichelmann, U., Heinesch, B., Hertel, M., Janous, D., Kolle, O., Lagergren, F., Lindroth, A., Minerbi, S., Moderow, U., Mölder, M., Montagnani, L., Queck, R., Rebmann, C., Vestin, P., Yernaux, M., Zeri, M., Ziegler, W. and Aubinet, M.: submitted, 'The ADVEX advection field campaigns: Comparison of mean horizontal and vertical non turbulent advective fluxes at three Carboeurope forest sites', *Agricultural and Forest Meteorology*.
- Feigenwinter, C., Bernhofer, C. and Vogt, R.: 2004, 'The influence of advection on the short term CO<sub>2</sub> budget in and above a forest canopy', *Boundary-Layer Meteorology*. **113**, 201-224
- Finnigan, J.: 2006, 'The storage term in eddy flux calculations', *Agricultural and Forest Meteorology*. **136**, 108-113
- Finnigan, J. J.: 2004a, 'Advection and modelling' in '*Handbook of Micrometeorology : A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis*', Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 250

- Finnigan, J. J.: 1999, 'A comment on the paper by Lee (1998): On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation', *Agricultural and Forest Meteorology*. **97**, 55-64
- Finnigan, J. J.: 2004b, 'A re-evaluation of long-term flux measurement techniques Part II: Coordinates systems', *Boundary-Layer Meteorology*. **113**, 1-41
- Finnigan, J. J. and Belcher, S. E.: 2004, 'Flow over a hill covered with a plant canopy', *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. **130**, 1-29
- Finnigan, J. J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R. and Cleugh, H. A.: 2003, 'A re-evaluation of long-term lux measurement techniques Part I: Averaging and coordinate rotation', *Boundary-Layer Meteorology*. **107**, 1-48
- Fitzjarrald, D. R.: 1984, 'Katabatic wind in opposing flow', *Journal of Atmospheric Science*. **41**, 1143-1158
- Froelich, N. J. and Schmid, H. P.: 2006, 'Flow divergence and density flows above and below a deciduous forest - Part II. Below-canopy thermotopographic flows', *Agricultural and Forest Meteorology*. **138**, 29-43
- Froelich, N. J., Schmid, H. P., Grimmond, C. S. B., Su, H. B. and Oliphant, A. J.: 2005, 'Flow divergence and density flows above and below a deciduous forest. Part I. Non-zero mean vertical wind above canopy', *Agricultural and Forest Meteorology*. **133**, 140-152
- Garrat, J. R.: 1994, '*The atmospheric boundary layer*', Cambridge University Press,
- Gash, J. H. C. and Dolman, A. J.: 2003, 'Sonic anemometer (co)sine response and flux measurement I. The potential for (co)sine error to affect sonic anemometer-based flux measurements.' *Agricultural and Forest Meteorology*. **119**, 195-207
- Goulden, M. L., Miller, S. D. and da Rocha, H. R.: 2006, 'Nocturnal cold air drainage and pooling in a tropical forest', *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. **111**,
- Goulden, M. L., Munger, J. W., Fan, S.-M., Daube, B. C. and Wofsy, S. C.: 1996, 'Measurements of Carbon Sequestration by Long-term Eddy Covariance: Methods and a Critical Evaluation of Accuracy', *Global Change Biology*. **2(3)**, 169-182
- Grace, J., Malhi, Y., Lloyd, J., McIntyre, J., Miranda, A. C., Meir, P. and Miranda, H. S.: 1996, 'The Use of Eddy Covariance to Infer the Net Carbon Dioxide Uptake of Brazilian Rain Forest', *Global Change Biology*. **2(3)**, 209-217
- Grelle, A. and Lindroth, A.: 1994, 'Flow Distortion by a Solent Sonic Anemometer: Wind Tunnel Calibration and its Assessment Flux Measurements over Forest and Field', *J. Atmos. Oceanic Technol.* **11**, 1529-1542
- Gu, L., Falge, E., Boden, T., Baldocchi, D. D., Black, T. A., Saleska, S. R., Suni, T., Vesala, T., Wofsy, S. and Xu, L.: 2005, 'Observing threshold determination for nighttime eddy flux filtering', *Agr. For. Meteorol.* **128**, p. 179-197
- Hargreaves, K. J., Wienhold, F. G., Klemetsson, L., Arah, J. R. M., Beverland, I. J., Fowler, D., Galle, B., Griffith, D. W. T., Skiba, U., Smith, K. A., Welling, M. and Harris, G. W.: 1996, 'Measurement of nitrous oxide emission from agricultural land using micrometeorological methods', *Atmospheric Environment*. **30**, 1563-1571
- Heinesch, B.: 2001, Analyse de la qualité des mesures de flux de CO<sub>2</sub> échangés par les écosystèmes forestiers, DEA en Sciences agronomiques et ingénierie génétique, Faculté Universitaire des Sciences Agronomiques de Gembloux, 64p

- Heinesch, B., Yernaux, M. and Aubinet, M.: 2007, 'Some methodological questions concerning advection measurements: a case study', *Boundary-Layer Meteorology*. **122**, 457-478
- Högström, U. and Smedman, A. S.: 2004, 'Accuracy of sonic anemometers : laminar wind-tunnel calibrations compared to atmospheric in situ calibrations against a reference instrument', *Boundary-Layer Meteorology*. **111**, 33-54
- Hollinger, D., Goltz, S. and Davidson, E. A.: 1999, 'Seasonal patterns and environmental control of carbon dioxide and water vapor exchange in an ecotonal boreal forest', *Global Change Biology*. **5**, 891-902
- Horst, T. W. and Doran, J. C.: 1986, 'Nocturnal drainage flow on simple slopes', *Boundary-Layer Meteorology*. **34**, 263-286
- Houghton, R. A.: 2000, 'Interannual variability in the global carbon cycle', *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. **105**, 20121-20130
- Houghton, R. A.: 2003, 'Why are estimates of the terrestrial carbon balance so different?' *Global Change Biology*. **9**, 500-509
- Itier, B., Brunet, Y., McAneney, K. J. and Lagouarde, J. P.: 1994, 'Downwind Evolution of Scalar Fluxes and Surface-Resistance under Conditions of Local Advection .1. A Reappraisal of Boundary-Conditions', *Agricultural and Forest Meteorology*. **71**, 211-225
- Iwata, H., Malhi, Y. and von Randow, C.: 2005, 'Gap-filling measurements of carbon dioxide storage in tropical rainforest canopy airspace', *Agricultural and Forest Meteorology*. **132**, 305-314
- Kaimal, J. C. and Finnigan, J. J.: 1994, '*Atmospheric boundary-layer flows : their structure and measurements*', Oxford University Press, New York, 289p
- Karl, T., Guenther, A., Lindinger, C., Jordan, A., Fall, R. and Lindinger, W.: 2001, 'Eddy covariance measurements of oxygenated volatile organic compound fluxes from crop harvesting using a redesigned proton-transfer-reaction mass spectrometer', *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. **106**, 24157-24167
- Kondo, J. and Sato, T.: 1988, 'A Simple-Model of Drainage Flow on a Slope', *Boundary-Layer Meteorology*. **43**, 103-123
- Lafleur, P. M., Roulet, N. T. and Admiral, S. W.: 2001, 'Annual cycle of CO<sub>2</sub> exchange at a bog peatland', *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. **106**, 3071-3081
- Laitat, E., Chermanne, B. and Portier, B.: 1999, 'Biomass, carbon and nitrogen allocation in open top chambers under ambient and elevated CO<sub>2</sub> and in a mixed forest stand. A tentative approach for scaling up from the experiments of Vielsalm' in '*Forest Ecosystem Modelling, Upscaling and Remote Sensing*.' Academic Publishing, The Hague, The Netherlands, 33-60
- Law, B. E., Kelliher, F. M., Baldocchi, D. D., Anthoni, P. M., Irvine, J., Moore, D. and Van Tuyl, S.: 2001, 'Spatial and temporal variation in respiration in a young ponderosa pine forests during a summer drought', *Agricultural and Forest Meteorology*. **110**, 27-43
- Lee, X.: 1998, 'On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation', *Agricultural and Forest Meteorology*. **91**, 39-49
- Lee, X. and Black, T. A.: 1993, 'Atmospheric Turbulence Within and Above a Douglas - Fir Stand. Part I: Statistical Properties of the Velocity Field', *Boundary Layer Meteorol.* **64**, 149-174

- Lee, X., Finnigan, J. J. and Paw U, K. T.: 2004a, 'Coordinate systems and flux bias error' in *'Handbook of Micrometeorology : A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis'*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 250
- Lee, X., Fuentes, J. D., Staebler, M. R. and Neumann, H. H.: 1999, 'Long-term observation of the atmospheric exchange of CO<sub>2</sub> with a temperate deciduous forest in southern Ontario, Canada', *Journal of geophysical research*. **104**, 15975-15984
- Lee, X., Massman, W. J. and Law, B.: 2004b, *'Handbook of Micrometeorology : A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis'*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 250
- Lefèvre, F., Laitat, E., Medlyn, B., Aubinet, M. and Longdoz, B.: 2000, 'Carbon pools and annual carbon fluxes in the beech forest sub-plot at the Vielsalm pilot station' in *'Forest Ecosystem Modelling, Upscaling and Remote Sensing'*, SPB Academic Publishing bv, The Hague, The Netherlands, 137-153
- Leuning, R.: 2006, 'A novel mass-balance technique for measuring CO<sub>2</sub> fluxes in nocturnal drainage flows beneath a forest canopy.' *Flux Measurements in Difficult Conditions, a Specialist Workshop*, Boulder, Colorado, USA,
- Leuning, R. and Judd, M. J.: 1996, 'The relative merits of open- and closed-path analysers for measurement of eddy fluxes', *Global Change Biology*. **2**, 241-253
- Loescher, H. W., Ocheltree, T., Tanner, B., Swiatek, E., Dano, B., Wong, J., Zimmerman, G., Campbell, J., Stock, C., Jacobsen, L., Shiga, Y., Kollas, J., Liburdy, J. and Law, B. E.: 2005, 'Comparison of temperature and wind statistics in contrasting environments among different sonic anemometer-thermometers', *Agricultural and Forest Meteorology*. **133**, 119-139
- Longdoz, B., Yernaux, M. and Aubinet, M.: 2000, 'Soil CO<sub>2</sub> efflux measurements in a mixed forest : impact of chamber disturbances, spatial variability and seasonal evolution', *Global Change Biology*. **6**, 907-917
- Mahrt, L.: 1982, 'Momentum balance of gravity flows', *Journal of Atmospheric Science*. **39**, 2701-2711
- Mahrt, L. and Larsen, S.: 1990, 'Relation of slope winds to the ambient flow over gentle terrain', *Boundary Layer Meteorol.* **53**, 93-102
- Mahrt, L., Vickers, D., Nakamura, R., Soler, M. R., Sun, J., Burns, S. and Lenschow, D. H.: 2001, 'Shallow drainage flows', *Boundary Layer Meteorol.* **101**, 243-260
- Manins, P. C.: 1979, 'Turbulent Buoyant Convection from a Source in a Confined Region', *J. Fluid Mech.* **91**, 765-781
- Marcolla, B., Cescatti, A., Montagnani, L., Manca, G., Kerschbaumer, G. and Minerbi, S.: 2005, 'Role of advective fluxes in the carbon balance of an alpine coniferous forest', *Agricultural and Forest Meteorology*. **130**, 193-206
- Massman, W. J.: 2000, 'A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems', *Agricultural and Forest Meteorology*. **104**, 185-198
- Massman, W. J. and Lee, X.: 2002, 'Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long term studies of carbon and energy exchanges', *Agricultural and Forest Meteorology*. **113**, 121-144
- McMillen, R. T.: 1988, 'An Eddy Correlation Technique with Extended Applicability to Non-simple Terrain', *Boundary Layer Meteorol.* **43**, 231-245



- Moderow, U., Feigenwinter, C. and Bernhofer, C.: 2007, 'Estimating the components of the sensible heat budget of a tall forest canopy in complex terrain', *Boundary-Layer Meteorology*. **123**, 99-120
- Mölder, M., Lindroth, A. and Halldin, S.: 2000, 'Water vapor CO<sub>2</sub> and temperature profiles in and above a forest - Accuracy assessment of an unattended measurement system', *Journal of atmospheric and oceanic technology*. **17**, 417-425
- Moncrieff, J., Clement, R., Finnigan, J. J. and Meyers, T.: 2004, 'Averaging, detrending, and filtering of eddy covariance time series' in '*Handbook of Micrometeorology : A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis*', Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 250
- Moncrieff, J. B., Malhi, Y. and Leuning, R.: 1996, 'The Propagation of Errors in Long-term Measurements of Land Atmosphere Fluxes of Carbon and Water', *Global Change Biology*. **2**(3), 231-240
- Monteith, J. L. and Unsworth, M. H.: 1990, '*Principles of environmental physics*', Edward Arnold, London, 291p
- Moore, C. J.: 1986, 'Frequency Response Corrections for Eddy Correlation Systems', *Boundary Layer Meteorol.* **37**, 17-35
- Morgenstern, K., Black, T. A., Humphreys, E. R., Griffis, T. J., Drewitt, G. B., Cai, T. B., Nesic, Z., Spittlehouse, D. L. and Livingstone, N. J.: 2004, 'Sensitivity and uncertainty of the carbon balance of a Pacific Northwest Douglas-fir forest during an El Nino La Nina cycle', *Agricultural and Forest Meteorology*. **123**, 201-219
- Moureaux, C., Debacq, A., Bodson, B., Heinesch, B. and Aubinet, M.: 2006, 'Annual net ecosystem carbon exchange by a sugar beet crop', *Agricultural and Forest Meteorology*. **139**, 25-39
- Nakai, T., van der Molen, M. K., Gash, J. H. C. and Kodama, Y.: 2006, 'Correction of sonic anemometer angle of attack errors', *Agricultural and Forest Meteorology*. **136**, 19-30
- Nakamura, R. and Mahrt, L.: 2005, 'A study of intermittent turbulence with cases-99 tower measurements', *Boundary-Layer Meteorology*. **114**, 367-387
- Ogée, J.: 2000, Développement et applications du modèle MuSICA : étude des échanges gazeux d'eau et de carbone entre une pinède landaise et l'atmosphère, PhD thesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III, 252p
- Papadopoulos, K. H. and Helmis, C. G.: 1999, 'Evening and morning transition of katabatic flows', *Boundary-Layer Meteorology*. **92**, 195-227
- Papale, D., Reichstein, M., Aubinet, M., Canfora, E., Bernhofer, C., Kutsch, W., Longdoz, B., Rambal, S., Valentini, R., Vesala, T. and Yakir, D.: 2006, 'Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation', *Biogeosciences*. **3**, 571-583
- Parish, T. R., Pettre, P. and Wendler, G.: 1993, 'The Influence of Large-Scale Forcing on the Katabatic Wind Regime at Adelie Land, Antarctica', *Meteorology and Atmospheric Physics*. **51**, 165-176
- Pattey, E., Strachan, I. B., Desjardins, R. and Massheder, J.: 2002, 'Measuring nighttime CO<sub>2</sub> flux over a terrestrial ecosystems using eddy covariance and nocturnal boundary layer methods', *Agricultural and Forest Meteorology*. **113**, 145-158

- Paw U, K. T., Baldocchi, D. D., Meyers, T. P. and Wilson, K. B.: 2000, 'Correction of eddy-covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes', *Boundary-Layer Meteorology*. **97**, 487-511
- Perrin, D.: 2005, Flux de respiration de sols forestiers : analyse et modélisation à différentes échelles spatiales et temporelles, PhD thesis, Faculté Universitaire des Sciences Agronomiques, 164
- Philip, J. R.: 1996, 'Two-dimensional checkerboards and blending heights', *Boundary-Layer Meteorology*. **80**, 1-18
- Pihlatie, M., Rinne, J., Ambus, P., Pilegaard, K., Dorsey, J. R., Rannik, U., Markkanen, T., Launiainen, S. and Vesala, T.: 2005, 'Nitrous oxide emissions from a beech forest floor measured by eddy covariance and soil enclosure techniques', *Biogeosciences*. **2**, 377-387
- Pilegaard, K., Hummelshoj, P., Jensen, N. O. and Chen, Z.: 2001, 'Two years of continuous CO<sub>2</sub> eddy-flux measurements over a Danish beech forest', *Agricultural and Forest Meteorology*. **107**, 29-41
- Pilegaard, K., Mikkelsen, T. N., Beier, C., Jensen, N. O., Ambus, P. and Ro-Poulsen, H.: 2003, 'Field measurements of atmosphere-biosphere interactions in a Danish beech forest', *Boreal Environment Research*. **8**, 315-333
- Puygrenier, V., Lohou, F., Campistron, B., Said, F., Pigeon, G., Benech, B. and Serca, D.: 2005, 'Investigation on the fine structure of sea-breeze during ESCOMPTE experiment', *Atmospheric Research*. **74**, 329-353
- Rannik, U., Keronen, P., Hari, P. and Vesala, T.: 2004, 'Estimation of forest-atmosphere CO<sub>2</sub> exchange by eddy covariance and profile techniques', *Agricultural and Forest Meteorology*. **126**, 141-155
- Rinne, H. J. I., Guenther, A. B., Warneke, C., de Gouw, J. A. and Luxembourg, S. L.: 2001, 'Disjunct eddy covariance technique for trace gas flux measurements', *Geophysical Research Letters*. **28**, 3139-3142
- Saugier, B., Granier, A., Pontailier, J. Y., Dufrene, E. and Baldocchi, D. D.: 1997, 'Transpiration of a boreal pine forest measured by branch bag, sap flow and micrometeorological methods', *Tree Physiology*. **17**, 511-519
- Schimel, D.: 1995, 'Terrestrial ecosystems and the carbon cycle', *Global Change Biology*. **1**, 77-91
- Schmid, H. P., Grimmond, S., Cropley, F., Offerle, B. and Su, H. B.: 2000, 'Measurements of CO<sub>2</sub> and energy fluxes over a mixed hardwood forest in the mid-western United States', *Agricultural and Forest Meteorology*. **103**, 357-374
- Shimizu, T., Suzuki, M. and Shimizu, A.: 1999, 'Examination of a correction procedure for the flow attenuation in orthogonal sonic anemometers', *Boundary-Layer Meteorology*. **93**, 227-236
- Soler, M. R., Infante, C., Buenestado, P. and Mahrt, L.: 2002, 'Observations of nocturnal drainage flow in a shallow gully', *Boundary Layer Meteorol.* **105**, 253-273
- Souza, E. P., Renno, N. O. and Dias, M.: 2000, 'Convective circulations induced by surface heterogeneities', *Journal of the Atmospheric Sciences*. **57**, 2915-2922
- Spirig, C., Neftel, A., Ammann, C., Dommén, J., Grabmer, W., Thielmann, A., Schaub, A., Beauchamp, J., Wisthaler, A. and Hansel, A.: 2005, 'Eddy covariance flux measurements of

- biogenic VOCs during ECHO 2003 using proton transfer reaction mass spectrometry', *Atmospheric Chemistry and Physics*. **5**, 465-481
- Staebler, R. M.: 2003, Forest subcanopy flows and micro-scale advection of carbon dioxide, PhD thesis, University of New York, 179p
- Staebler, R. M. and Fitzjarrald, D. R.: 2005, 'Measuring canopy structure and the kinematics of subcanopy flows in two forests', *Journal of Applied Meteorology*. **44**, 1161-1179
- Staebler, R. M. and Fitzjarrald, D. R.: 2004, 'Observing subcanopy CO<sub>2</sub> advection', *Agricultural and Forest Meteorology*. **122**, 139-156
- Strunin, M. A. and Hiyama, T.: 2005, 'Aircraft observations of the atmospheric boundary layer over the Lena River lowland: Part 1. Mesoscale structure', *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*. **41**, 156-177
- Stull, R. B.: 1988, 'An introduction to Boundary Layer Meteorology', Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666p
- Sun, J., Desjardins, R., Mahrt, L. and MacPherson, I.: 1998, 'Transport of carbon dioxide, water vapor, and ozone by turbulence and local circulations', *Journal of Geophysical Research*. **103**, p. 873-885
- Sun, J. L., Burns, S. P., Lenschow, D. H., Banta, R., Newsom, R., Coulter, R., Frasier, S., Ince, T., Nappo, C., Cuxart, J., Blumen, W., Lee, X. and Hu, X. Z.: 2002, 'Intermittent turbulence associated with a density current passage in the stable boundary layer', *Boundary-Layer Meteorology*. **105**, 199-219
- Sun, J. L., Lenschow, D. H., Burns, S. P., Banta, R. M., Newsom, R. K., Coulter, R., Frasier, S., Ince, T., Nappo, C., Balsley, B. B., Jensen, M., Mahrt, L., Miller, D. and Skelly, B.: 2004, 'Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers', *Boundary-Layer Meteorology*. **110**, 255-279
- Suni, T., Rinne, J., Reissell, A., Altimir, N., Keronen, P., Rannik, U., Dal Maso, M., Kulmala, M. and Vesala, T.: 2003, 'Long-term measurements of surface fluxes above a Scots pine forest in Hyytiala, southern Finland, 1996-2001', *Boreal Environment Research*. **8**, 287-301
- Suyker, A. E. and Verma, S. B.: 2001, 'Year-round observations of the net ecosystem exchange of carbon dioxide in a native tallgrass prairie', *Global Change Biology*. **7**, 279-289
- Suyker, A. E., Verma, S. B., Clement, R. J. and Billesbach, D. P.: 1996, 'Methane flux in a boreal fen: Season-long measurement by eddy correlation', *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. **101**, 28637-28647
- Taylor, J. R.: 1997, 'An introduction to Error Analysis: the study of uncertainties in physical measurements', University Science Books, Mill Valley, California,
- Turnipseed, A. A., Anderson, D. E., Blanken, P. D., Baugh, W. and Monson, R. K.: 2003, 'Airflows and turbulent flux measurements in mountainous terrain Part 1. Canopy and local effects', *Agricultural and Forest Meteorology*. **119**, 1-21
- Valentini, R., Matteucci, G., Dolman, H., Schultze, E. D., Rebmann, C., Moors, E. J., Granier, A., Gross, P., Jensen, N. O., Pilegaard, K., Lindroth, A., Grelle, A., Bernhofer, C., Grünwald, T., Aubinet, M., Ceulemans, R., Kowalsky, A. S., Vesala, T., Rannik, U., Berbigier, P., Lousteau, D., Guomundsson, J., Thorgeirsson, H., Ibrom, A., Morgenstern, K., Clement, R., Moncrieff, J., Montagnani, L., Minerbi, S. and Jarvis, P. G.: 2000, 'Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests', *Nature*. **404**, 861-865

- Van der Molen, M. K., Gash, J. H. C. and Elbers, J. A.: 2004, 'Sonic anemometer (co)sine response and flux measurement II. The effect of introducing an angle of attack dependent calibration.' *Agricultural and Forest Meteorology*. **122**, 95-109
- Vickers, D. and Mahrt, L.: 2006, 'Contrasting mean vertical motion from tilt correction methods and mass continuity', *Agricultural and Forest Meteorology*. **138**, 93-103
- Wang, S., Yernaux, M. and Deltour, J.: 1999, 'A networked two-dimensional sonic anemometer system for the measurement of air velocity in greenhouses', *J. Agric. Engng Res.* **73**, 189-197
- Wendler, G., Stearns, C., Weidner, G., Dargaud, G. and Parish, T.: 1997, 'On the extraordinary katabatic winds of Adelie Land', *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. **102**, 4463-4474
- Wieser, A., Fiedler, F. and Corsmeier, U.: 2001, 'The influence of the sensor design on wind measurements with sonic anemometer systems', *Journal of atmospheric and oceanic technology*. **18**, p. 1585-1608
- Wilczack, J., Oncley, S. P. and Stage, S. A.: 2001, 'Sonic anemometer tilt correction algorithms', *Boundary-Layer Meteorology*. **99**, 127-150
- Wilson, K. B., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M. Baldocchi, D.: 2002, 'Energy balance closure at FLUXNET sites.' *Agricultural and Forest Meteorology*. **113**, 223-243
- Wohlfahrt, G., Anfang, C., Bahn, M., Haslwanter, A., Newesely, C., Schmitt, M., Drösler, M., Pfadenhauer, J. and Cernusca, A.: 2005, 'Quantifying nighttime ecosystem respiration of a meadow using eddy covariance, chambers and modelling', *Agricultural and Forest Meteorology*. **128**, p. 141162
- Xu, L. and Baldocchi, D. D.: 2004, 'Seasonal variation in carbon dioxide exchange over a Mediterranean annual grassland in California', *Agricultural and Forest Meteorology*. **123**, 79-96
- Xu, L. K., Matista, A. A. and Hsiao, T. C.: 1999, 'A technique for measuring CO<sub>2</sub> and water vapor profiles within and above plant canopies over short periods', *Agricultural and Forest Meteorology*. **94**, 1-12
- Yang, P. C., Black, T. A., Neumann, H. H., Novak, M. D. and Blanken, P. D.: 1999, 'Spatial and temporal variability of CO<sub>2</sub> concentration and flux in a boreal aspen forest', *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. **104**, 27653-27661
- Yi, C., Davis, K. J., Bakwin, P. S., Berger, B. W. and Marr, L. C.: 2000, 'Influence of advection on measurements of the net ecosystem-atmosphere exchange of CO<sub>2</sub> from a very tall tower', *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. **105**, 9991-9999
- Yi, C. X., Monson, R. K., Zhai, Z. Q., Anderson, D. E., Lamb, B., Allwine, G., Turnipseed, A. A. and Burns, S. P.: 2005, 'Modeling and measuring the nocturnal drainage flow in a high-elevation, subalpine forest with complex terrain', *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. **110**,